

# 岩石礦物礦床學會誌

第三十八卷 第二號

昭和二十九年四月一日

## 研究報文

土壤生成作用の鉱物学的研究（第1報）

- 一福島県片曾根山の土壤に就いて（I） ..... 増井淳一  
岩手県雲上鉱山の地質鉱床 ..... 加藤謙次郎  
長崎県蚊焼村に於ける磁鐵鉱化作用（II） ..... 牟田邦彦  
北上山地西南部田河津村附近の塩基性及び  
超塩基性岩（I） ..... 島津光夫

## 会報及び雑報

会員動静 既刊号の在庫目録 大隅石の新産出

## 新刊紹介

構造無機化学 桐山良一著 岩石学 青山信雄著

## 抄錄

鉱物学及び結晶学	Tucholite の研究	外 7 件
岩石学及び火山学	曹長岩の葡萄石化作用	外 4 件
金属鉱床学	Liberia, Bomi Hill の鉄鉱石	外 3 件
石油鉱床学	西部合衆国に於ける continental frame-work と石油探査	外 4 件
察業原料鉱物	合成雲母の研究（II）	外 2 件
参考科学	合成石膏の研究（I）	外 2 件

東北大學理學部岩石礦物礦床學教室内  
日本岩石礦物礦床學會

## 會報及び雑報

**會員動靜 [新入會]** 田中 収 (長野県上高井郡仁礼村米子鉱業所), 三菱金属生野鉱業所 (兵庫県朝来郡生野町口銀谷), 片田正人 (川崎市久本町 135, 地質調査所) 伊藤健勇 (新居浜市乙毫, 別子鉱業所庶務課), 野村武, 邑村順亮, 石田進, 端山利八, 山田四郎 (以上金沢大学理学部地質学科), 桑原寛 (福島県庁総合開発調査局), 齊藤浩三 (東北大学選鉱製錬研究所), 大堀晉 (福島市森合西向山 3, 福島県庁総合開発調査局開発課), 光田武 (山口市山口大学理学部地学教室), 細井弘 (秋田市西根小屋町帝石秋田鉱業所), 井上武 (秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所), 近藤忠三 (秋田市保戸野原町秋田大学芸学部地学教室), 畠山昭 (秋田市北高等学校), 猪野豊太郎 (秋田市秋田県商工水産部鉱務課), 川尻茂三 (秋田県商工水産部鉱務課), 日高進 (青森県上北郡天間林村上北鉱業所探査課), 関啓, 田口今朝男, 竹内順治, 立木省治, 石和一夫, 原幸司, 甲田三男, 中村二郎, (以上長野市西長野町信州大学教育学部), 中東策 (秋田県鹿角郡小坂町小坂鉱業所), 加藤太一郎 (新潟県岩船郡村上町大字村上 1175),

**[轉居及び轉勤]** 牟田 邦彦 (福岡市箱崎小松町県営アパート 112号), 伊藤昌介 (神奈川県高座郡大和町中央林間), 佐藤信男 (新潟県東蒲原郡三川村新谷局区内三川鉱業所鉱務課), 吉木文平 (横浜市鶴見区鶴見町304), 吉川恵章 (鹿児島県串木野市下名串木野鉱業所), 立見辰雄 (東京都三鷹市牟礼 355), 大羽八郎 (福岡県飯塚市柏ノ森 102), 時津孝人 (東京都新宿区市ヶ谷河田町8, 地質調査所鉱床部非金属課), 武田達也 (東京都港区青山一丁目青山アパート12号館14号), 港種雄 (京都市左京区吉田町京都大学工学部鉱山学教室), 呂海星 (中華民国台灣台北市松江路 150 巷 29 号), 堀田敦史 (岐阜県吉城郡神岡町神岡鉱業所茂住坑), 戸田一美 (鹿児島県出水郡野田村来仙喜代子方), 磯野赴夫 (愛知県愛知郡鳴海町大根39),

**[退會]** 中林一孝, 井出嘉雄, 中沢泰郎, 飯島一, 中野繁

**本誌既刊號の在庫目錄** バツクナンバーとして, 次の卷号が若干部数残つていますから御希望の方は本会宛御申込み下さい。

1 卷 (1, 2, 3, 4, 5, 6号), 2 卷 (1, 2, 3, 4, 5, 6号), 3 卷 (2, 3, 4, 5, 6号),  
4 卷 (1, 2, 3, 4, 5, 6), 5 卷 (1, 2, 3, 4, 5, 6), 6 卷 (1号), 31 卷 (1, 2, 4,  
5, 6), 32 卷 (5, 6号), 34 卷 (1, 2, 3, 4, 5号), 35 卷 (6号), 36 卷 (1, 2, 3,  
4, 5, 6), 37 卷 (1, 2, 3, 4, 5, 6号)

**會費拂込について** 本年度会費 400 円を **振替仙台 8825 番** を用いて, 至急御払込み下さい。尙前年度迄の未納会費については既にお知らせしましたから, 一緒に御払込み願います。

研究報文

土壤生成作用の鉱物學的研究(第1報)

福島縣片曾浪山の土壤に就いて I

Mineralogical studies on the soil genesis (1); The soil of  
Mt. Katasone, Fukushima Prefecture I.

増井淳一 (Jun-ichi Masui)\*

Abstract: The soil profile on Mt. Katasone, Fukushima Prefecture, consists of the succession, counting from felon, as follows:

1. Soil derived from granodioritic material,
2. Soil derived from a mixture of hornblende-gabbroic material and dacitic volcanic ash,
3. Soil derived from a mixture of hornblende-gabbroic material with dacitic and andesitic volcanic ash.

On the colloidal fractions of  $0.2\mu$ — and  $0.5\sim1.0\mu$ , studies were made by means of chemical analysis, x-ray powder photograph, differential thermal analysis and electron micrograph.

As the results, it was confirmed that the following clay minerals are derived:

1. Kaolinite from granodioritic material,
2. Beidellite from hornblende-gabbroic material,
3. Hydrated-halloysite from dacitic and andesitic volcanic ash.

I 緒 言

C. A. Ross (1927), S.B. Hendricks, W.H. Fry, W.P. Kelley (1929) 等に依り土壤の粘土分(径  $2\mu$  以下の所謂 colloid と云われているもの)中に結晶性粘土鉱物の普通に存在する事が指摘されて以来、X線粉末写真、示差熱分析或は電子顕微鏡等の所謂実験方法の進歩と共に、土壤中の粘土鉱物の研究が急速に進められ其の性質が明かにされて来た。そして世界各地で土壤中の粘土鉱物並びに其の組成に関する研究が行われているが其の生成環境との関連性に就いては未だ完全な結論が得られていない。例えば Hosking はオーストラリヤに於て、同じ塩基性岩から雨量の多い溶脱の盛んな条件下では kaolinite が生成せられるに反し、雨量の少い溶脱

\* 東北大学農学部

の弱い条件下では montmorillonite が生成せられていると報告している。斯様に同一母材であるにも拘らず気候条件が異れば其の生成粘土鉱物の種類に差が生ずるが、又一方逆に同じ気候条件下では其の生成粘土鉱物が母材に依つて異つて来る事は当然考えられる。

我が国は比較的多雨多湿と云う気候環境を持ち、其の大部分が火山灰に依り被覆せられ、従つて其の母材も決して一様ではなく、常に多少の火山灰の混入が考えられる為め、其の粘土鉱物の生成に関しても諸外国の例をそのまゝ当嵌めるのは危険である。

研究の対照とした片曾根山は角閃石斑櫛岩より構成されており、其の目的も純粹の塩基性岩土壤にあつたが、試料を採集した土壤断面は深さにより母材を異にし、斑櫛岩の他花崗閃緑岩及二種の火山灰より成る事が明かとなり、従つて生成粘土鉱物の組成が複雑したものと思われる。

既に述べた如く我が国は特殊の地域を除き、多少の差こそあれ火山灰の被覆を受け、純粹の試料を得る事は概して困難である。又存在するとしても極めて特別な場合で、大部分の山地土壤は母岩の風化物の他火山灰を含み、同じ土壤断面に於ても深さにより母材を異にする事が多く、粘土鉱物も亦それに関連性を持つものと考えられる。

本論文は同一気候環境下に於ける土壤粘土鉱物とその母材との関係に関する研究結果の一部で、土壤生成に關与せる母材の性質を調べ、粘土鉱物との関係を明かにせんとしたものである。

## II 地形、地質及母岩の性質

片曾根山は福島県郡山市の東北方約 20 杆、磐越東線船引町の南にある標高 718.5 米の残丘で、移岳、黒石山、鞍掛山等と共に所謂丘陵性の阿武隈準平原上に突出する。南北両斜面は比較的急傾斜であるが、東西両斜面特に東斜面の傾斜は緩慢（約 15~20°）で、此の部分では放牧が行われている。他の斜面は概して小雜木林に被われ、地形も東斜面に比較して多少複雑で起伏が多く其の傾斜も 25° 以上に達する。

本地域の丘陵性山地は花崗閃緑岩より成り、此の上に角閃石斑櫛岩の片曾根山が突出し、花崗閃緑岩は片曾根山の斑櫛岩体を貫いて中腹附近迄露出し、一部は可成り上方（標高 640m）に迄認められる。本試料採集地点の土壤の母岩は、角閃石斑櫛岩と之を貫く花崗閃緑岩より成るものである。角閃石斑櫛岩：帶緑灰黒色、緻密堅硬、完晶質、多少斑状構造を有する岩石で、斜長石（40%）及び緑褐色の角閃石（55%）より成り僅かに普通輝石、磁鐵鉱、チタン鉄鉱等（之等約5%）が認められる。斜長石は An%

70~80, 曹灰長石~亜灰長石で, 1.0~2.0mm の長柱状自形乃至半自形の結晶を示す他, 0.5mm 内外の小短柱状結晶は poikilitic structure をなして角閃石の結晶中に生じている。角閃石は淡緑褐色乃至淡黃褐色 1.5~2.0mm の半自形乃至自形結晶で, 一部では多少綠泥石化しているが, 斜長石と同様概して新鮮である。

角閃石・黒雲母花崗閃綠岩: 完晶質等粒, 有色鉱物として角閃石が比較的多いため可成り帶緑暗灰色を呈する岩石である。地表附近では一般に風化著しく砂状に変じ, 場所によつて其の深さ 2~3m にも及ぶ部分があるが, 此の風化帶は一様ではなく屢々此の中に未風化の新鮮な岩石が突出するものである。

石英 (20%), 正長石 (10%), 斜長石 ( $An\%$  20~25) (30%), 角閃石 (20%), 及黒雲母 (15%) を主成分とし, 少量の磁鐵鉱, 楯石, ジルコン, 鳞灰石等 (之等約 5%) より成つている。

### III 土壤断面の性状及試料の作成方法

研究に用いた試料は片曾根山 (718.4m) の南東斜面, 標高 640m の地点に於て採集したものである。本地点附近は傾斜約  $17^\circ$ , 起伏の殆んどない巾 100m, 長さ 200m の傾斜面で, 芝草を主とし其の中に 1~1.5m の雜木を僅かに交え, 放牧地として利用せられている。従つて岩石の露出は全くなく, 此の斜面の上方端標高 680 m 附近に於て始めて角閃石斑櫻岩が露われ頂上に迄続いている。

此の傾斜面の略々中央附近に深さ 2.3m の穴を掘鑿し, 其の色, 土性, 構造等より断面を 8 層に区分し夫々の試料を採集した。各層の性質を簡単に記すれば次の通りである。

No.2. (0~20cm): 多少チヨコレート色を帶びた黒色を呈し, 0.5~1.0 cm の粒状乃至塊状構造が明かで可成り多孔質である。粘着性は殆んどなく, 輝石及角閃石の黒色柱状の結晶が多少認められる。pH5.7。

No.3 (20~44cm): チヨコレート色を帶びた褐色を呈し, 多少不明瞭な粒状構造が認められ, 粘着性は僅か増加し緻密となる。鉱物粒子として少量の輝石及角閃石の結晶が認められる。pH6.0。

No.4. (44~74cm): 黄褐色を呈するが, 上部では多少斑点状に帶チヨコレート褐色の部分がある。鉱物粒子は殆んど認められない。pH6.0。

No.5. (74~120cm): 淡黄褐色を呈し, 多少粒状構造が認められ, 下部では著しくなる。pH3.0。

No.6. (120~154cm): 暗黄褐色を呈し, 1cm 内外の粒状構造が極めて明瞭となる。真鍮光沢を有する 1~2 mm の風化せる板状の黒雲母 (所謂

vermiculite に変じているが、以下黒雲母と呼ぶ事にする) が僅かに認められる。pH5.8。

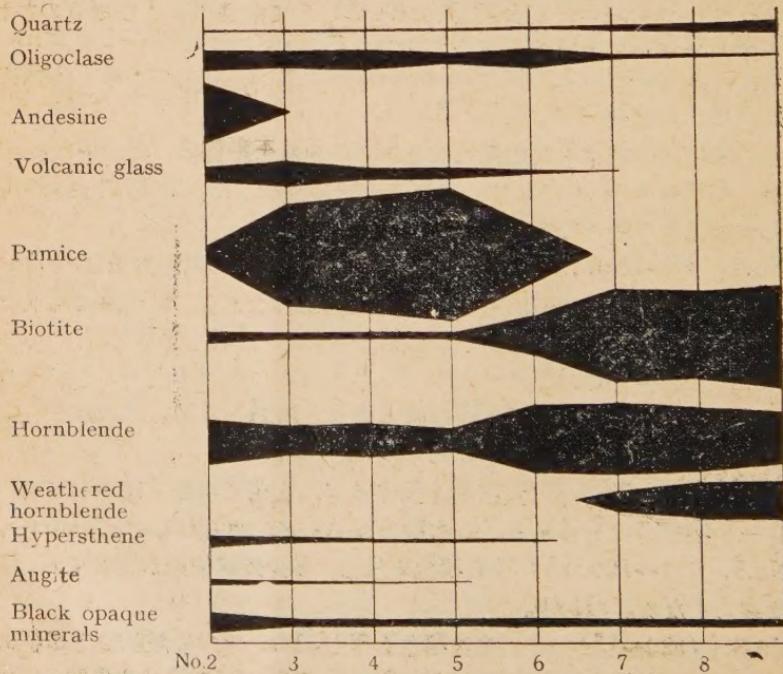
N.07. (154~184cm) : 帯黃暗褐色を呈し、1~1.2 cm の粒状構造が著しい。1mm 内外の黒雲母、角閃石が多少認められ、No.6 に比較し砂質となる。pH6.3。

No.8. (184~200cm) : 黄褐色を呈し、上部では多少粒状構造が認められる。黒雲母及角閃石の結晶は上部では少いが下部にゆくに従い次第に増加し、石英の乳白色結晶も認められる。粘着性は減少し、次第に砂質に変する。pH6.3。

No.9. (200cm+) : 帶褐黃色を呈し、黒雲母、角閃石、石英等の結晶粒子と、褐黃色の粘土物質より成る花崗岩質岩石の風化物に変ずる。pH 6.8。

採集試料は未風乾のまゝ  $6\% H_2O_2$  に依り有機物を分解後、No.4,5,6,7,8 及 9 は N-NaOH, No.2 及 3 は N-HCl を用いて夫々 pH 8.5 及 5.0 で分散させ、沈降法と遠心分離とを並用して、0.2>, 0.2~0.5, 0.5~1.0, 1.0~2.0, 2.0~20, 20~200 及 200< (単位  $\mu$ ) の各段階の fraction に

Fig. 1 Mineral composition of fine sand



分離した。分離した各 fraction の試料は Truog<sup>1)</sup> の方法に依り鉄を除去、充分に洗滌した後、更に benzol で洗い風乾し、各実験に使用したものである。

#### IV 細砂の礦物組成

各層の細砂 (0.2~0.02 mm) を便宜上 0.2~0.1 mm 及 0.1~0.02 mm の二段階に分け、更に bromoform (比重 2.9) を用いて夫々を重鉱物と軽鉱物とに分け、組成鉱物を顕微鏡下に於て定量的に調べた。此の結果は第 1 図の通りである。

本土壤断面中に含まれる鉱物は石英、灰曹長石 (An%15~20)、中性長石 (An%45)、火山玻璃、浮石、黒雲母、角閃石、風化角閃石、普通輝石、紫蘇輝石及黒色不透明重鉱物 (磁鐵鉱、チタン 鉄鉱等) より成るものである。尙角閃石斑岩中に多量に認められる曹灰長石は存在しない。

石英： 之には他形を呈する石英と、自形乃至半自形の両錐形結晶をなすものとが認められる。No. 9~7 の間では其の量約 3.0~5.6% で總て他形の石英であるが、上層の No. 6~2 になると 1% 前後に減少し、而も殆んど両錐形石英で占められている。此の事実は後で述べる火山玻璃、浮石等に依つても示される如く、No. 6~2 に於て酸性の火山性物質の加わつた事を暗示するものである。

灰曹長石： 半自形乃至他形の結晶で比較的新鮮な状態にある。An% は 15~20% の間にあり灰曹長石に相当する。本鉱物は No. 9~2 の間の各層に含まれるが、No. 9~7 では 1~3% に過ぎず、No. 6 より多少増加し表層迄約 6~10% の含有量を示している。

中性長石： 自形乃至半自形、多少灰色を帶びた未風化新鮮な結晶で、An%45、中性長石に相当し、No. 3 では其の含有量 2.5% に過ぎないが、表層の No. 2 では約 30% にも達し主要成分をなしている。本鉱物は No. 9~4 では全く認められない。

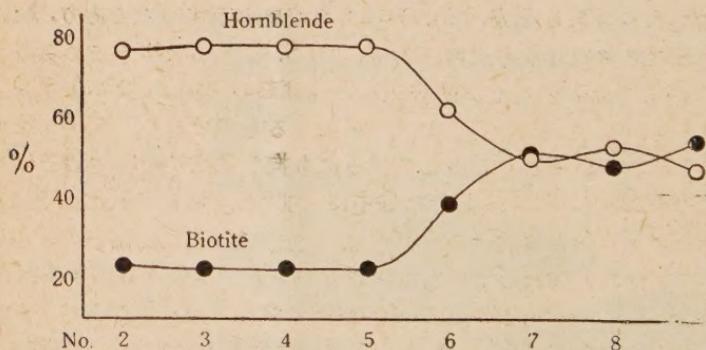
火山玻璃： 不定形板状或は塊状の不規則な形状を示し、概して透明、表面は平滑乃至縮縫肌で、光学的等方体。屈折率は 1.490 内外。alophane に類似しているが酸で充分洗滌しているためその混入は考えられない。No. 7 で 1% 存在するが次第に増加し、No. 5~2 では 6~13% に達する。

1) E. Truog, J. R. Taylor, R. W. Pearson, M. E. Weeks and R. W. Simonson. ; Soil Sci. Soc. Am. Proc. Vol. 1, 1936, 101

浮石：褐色乃至赤褐色を呈するが、表面に附着せる鉄を除去すれば概して灰白色の粒状体で、極めて多孔質小円粒子の集合に似た形状を示し、之に柱状の斜長石、輝石或は角閃石が突ささつた様な状態で附着する。之を浸夜 (clove oil 等) 中に浸し顕微鏡下で見れば殆んど無色或は多少褐黃色を呈し、概して円粒状非晶質であるが、稀に鱗片状結晶の集合より成るものがあり<sup>1)</sup>、その伸長方向は不規則である。屈折率は 1.500～1.540 の間にあり、無色に近いもの程低い。No.6 に於て始めて現われ、No.5 で 67% に達し No.5, 4, 3 の主成分をなし No.2 では 8.2% に減少する。

黒雲母：真鍮光沢を有する板状の所謂 vermiculite に変り、鏡下で見ても黒雲母の性質は全く失われ、淡黄乃至黃色、表面は縮縫肌を呈し、一般に円粒状で、纖維乃至粒状の結晶 (0.005mm±) より成り、其の屈折率は新鮮な黒雲母より低く 1.547～1.583 の間にある。本鉱物は又特に No.4～6 にあつては酸化鉱に依り著しく被覆せられて黃褐色を呈する。No.9～7 では 42.8～48.8% に達し其の半ばを占めるが、No.6 より急激に 19.7% に減じ、No.5～2 で 3.2～5.5% となる。

Fig. 2. Qualitative relation between hornblende and biotite in fine sand



角閃石：帶褐綠色乃至綠褐色の柱状結晶で、一般に新鮮であるが風化の進みつつあるものは其の周囲が多少無色に変じ、劈開に沿つて酸化鉄で汚染されている場合もある。屈折率は  $\alpha=1.634\sim1.658$ ,  $\gamma=1.638\sim1.672$  であり角閃石本来のそれと殆んど一致する。

第 1 図でも明かな様に、本鉱物は黒雲母と同様 No.9～6 では 24.4～34.6% で其の主成分をなすが、No.5～2 では 11.0～18.1% に減少する。併し黒雲母との相対的割合をみると第 2 図に於ける如く No.6 より逆の

1) 未決定

関係となり、増加の傾向にある。此の事実は角閃石が新たに加わつた事を示すものである。

風化角閃石：本鉱物は角閃石本来の自形乃至半自形結晶を示すが、殆んど無色或は淡緑色に近く、時に中心部に淡褐緑色或は緑褐色の部分を残すものである。劈開は明瞭であるが纖維状乃至粒状結晶の集合で、屈折率は $1.568\sim1.582$ に低下している。No.9, 8, 7に認められ、 $18.3\rightarrow9.3\%$ と上層にゆくに従い減少の傾向を見せ、而もNo.6以上では殆んど存在しない。

紫蘇輝石：鏡下では帶褐淡緑色を呈し、多色性を有する長柱状の結晶で、風化は全く受けていない。No.6より僅かに現われ、No.2では最も多く $4.6\%$ に達する。

普通輝石：淡緑乃至帶黃褐色、短柱状、自形乃至半自形の結晶で、No.5～2の間に僅か認められる。

黒色鉱物：磁鐵鉱、チタン鉄鉱等の黒色不透明、比重2.9以上の鉱物を黒色鉱物として総括した。土壤断面の各層に僅か乍ら存在する。

以上各鉱物の分布状態を総括し、本土壤断面の生成過程を考察してみると、No.9～7に於ける他形石英、多量の黒雲母及角閃石の存在は、此の下部の3層が其の母材を花崗岩質岩石にあをぐ事を示すものであり、No.6～2に於ける両錐形の石英の出現、特にNo.5, 4, 3の大半を占める浮石、No.6及5より認められる紫蘇輝石及普通輝石の存在は、No.6, 5, 4, 3, 2の母材の一部が石英安山岩の火山灰に由来するものであり、又No.6から上部に於て黒雲母が著しく減少しているにも拘らず相対的に角閃石の増加が見られ(第2図)、No.6～2の粗砂中に角閃石斑櫛岩の風化途上にある軟弱な礫の多いと云う事実は、No.6より上部では石英安山岩の火山灰の他に角閃石斑櫛岩の加わつている事を示している。更にNo.3, 2特にNo.2に於て $An\%45$ の中性長石が突然加わつて來り、而も紫蘇輝石、普通輝石及び黒色鉱物が増加し、No.2の粗砂中には多量の浮石が見出される。之れは明かにNo.3～2於て輝石安山岩の火山灰が加わつた事を意味するものである。

即ち本土壤断面は花崗閃綠岩質岩石の風化に始まり、之を母材とする土壤の生成が行われ、続いて地形的に上方に露出する角閃石斑櫛岩の風化物乃至破碎物が加わると共に、石英安山岩の火山灰が之に混入し、更に最後に輝石安山岩の火山灰の被覆混入が行われたものである。

以上の結果を要約すると次の通りである。

{ No.2 輝石安山岩の火山灰、角閃石斑櫛岩及石英安山岩の火山灰  
{ No.3 輝石安山岩の火山灰、角閃石斑櫛岩及石英安山岩の火山灰

- No. 4 角閃石斑頗岩及石英安山岩の火山灰  
 No. 5 角閃石斑頗岩及石英安山岩の火山灰  
 No. 6 角閃石斑頗岩及石英安山岩の火山灰  
 No. 7 花崗閃綠岩  
 No. 8 花崗閃綠岩  
 No. 9 花崗閃綠岩

(未完)

## 岩手縣雲上鑛山の地質鑛床

Geology and ore deposit of Unjô mine, Iwate Prefecture.

加藤謙次郎 (Kenjiro Kato)\*

### 緒　　言

雲上鉱山は岩手県上閉伊郡宮守、達曾部両村に跨がり、釜石線宮守駅の北方雲上山 (575.8m) 周辺の地域を占めている。本鉱山は大正の初期鉄鉱山として稼行され、小規模の設備を以て木炭鉄の製鍊が行われた。其後は長く休山していたが、今次の大東亜戦において復活し、操業を再開した。然し未だ実績の挙がらざる中に終戦となり、事業に頓座來した。鉱石は堅緻な磁鐵鉱であるが、その中に約 10% 内外の  $T\ O_2$  を含有するが為に、終戦後チタン資源の開発という新らしい希望も加わり、従来鉄鉱として手をつけなかつた大畠鉱床に主力を注ぎ、探鉱坑道開鑿によつて開発を進めている。

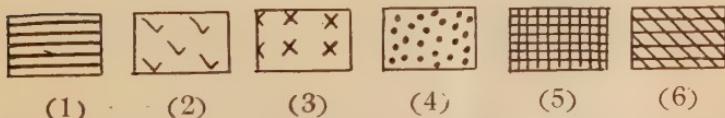
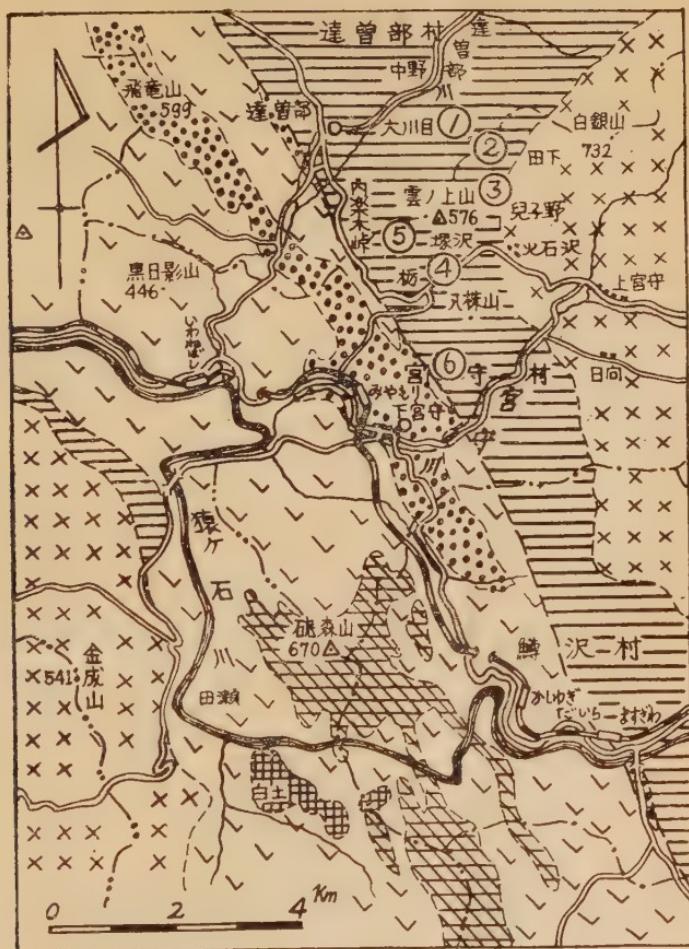
### 地　　質　　概　　說

**古生層及び變成岩** 北上山地に広く發達する古生層は、宮守附近に於いては、東は遠野花崗岩によつて貫かれ、西は所謂宮守超塩基性岩に限られてその分布が狭まり、東西約 3-5km に過ぎない幅となつてゐる。本地域の古生層は二疊紀登米階に相当するものと考えられて居り、砂岩、粘板岩、石灰岩、輝綠凝灰岩等の累層より構成されている。石灰岩は雲上山、八株山を主とし、其の他に広く分布し、一般に塊状をなす。屢々砂泥を混じ、石灰岩としてはあまり純度の高い方ではない。砂岩は一般に粗粒質なることが多く、又内樂木崎東方の山頂においては著しく石灰質となり、中に貝化石を藏する。輝綠凝灰岩は他の累層間に介在し、甚だしく厚いものはないが、西方超塩基性岩に近づくに従つてその量を増してゐる。これ等

\* 東北大学理学部岩石礦物礦床学教室

古生層の一般走向は南北性で、場所によつてはそれより東西に各  $20^{\circ}$  内外偏る。

第1図 地質図



- (1) 古生層 (2) 超塩基性岩 (3) 花崗閃綠岩 (4) 第三紀層 (5) 安山岩 (6) 石英粗面岩  
 ① 大畑 ② 七曲 ③ 松山 ④ 冷水 ⑤ 内樂木 ⑥ 鹿込

本古生層は遠野花崗岩進入の影響による熱変成作用を受け、石灰岩の多くは晶質糖状の大理石に化し、粘板岩はその特有な劈開を失つて、細粒結

晶質のホルンフェルスに化し、紅柱石、董青石、柘榴石等熱変成岩特有の鉱物が生成されている。ホルンフェルスには対照的な特徴を持つ2種類がある。即ち(1)柘榴石ホルンフェルスと(2)紅柱石ホルンフェルスであつて、前者は夥しく柘榴石と磁鉄鉱とに富み、後者は大部分空晶石から成つている。第1表はその代表的なものの分析による化学成分であつて、前者は異常に鉄分に富み、後者は反対に鉄分に乏しく $\text{Al}_2\text{O}_3$ が著しく多くなつてゐる。この分析値より、実際に鏡下に認められる鉱物成分を、ノルム式計算法によつて算出すれば、柘榴石ホルンフェルスでは、柘榴石と磁鉄鉱の量はそれぞれ約47%と36%となり、紅柱石ホルンフェルスでは、紅柱石の量は約63%に達している。

顕微鏡下では、柘榴石ホルンフェルスは殆ど柘榴石と磁鉄鉱の2鉱物より成る。柘榴石は不定形粒状の微晶集合体を為し、磁鉄鉱は柘榴石中にpoeciloblastic状に包裏せられるか、又は透角閃石と共に柘榴石集合体間を充たし、偏在的分布ではなく略均等的に含まれてゐる。

第1表

	Garnet hornfels	Andalusite hornfels
$\text{SiO}_2$	28.04 %	51.80 %
$\text{Al}_2\text{O}_3$	12.74	38.13
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	17.77	1.34
FeO	26.18	
MgO	3.96	0.46
CaO	2.19	2.00
MnO	0.21	—
$\text{TiO}_2$	8.28	1.47
Ig.1	0.66	4.84
total	100.03	100.04

Garnet hornfels からマグネットを用いて magnetite を分離精撰して分析を行つた結果は

$\text{Fe}_2\text{O}_3$	57.11 %
FeO	30.89
$\text{TiO}_2$	10.10
total	98.10

これより鉱物成分を算出し mol % を以て表はせば

Magnetite	62.6 %
Ilmenite	26.1
Hematite	11.3

上記分析値より算出した鉱物成分を下記に表はす (wt%)

Garnet	46.91	—
Andalusite	4.37	63.81
Ti-magnetite	35.61	1.79
Diopside	6.08	5.45
Rutile		1.04
Quartz	4.02	27.87

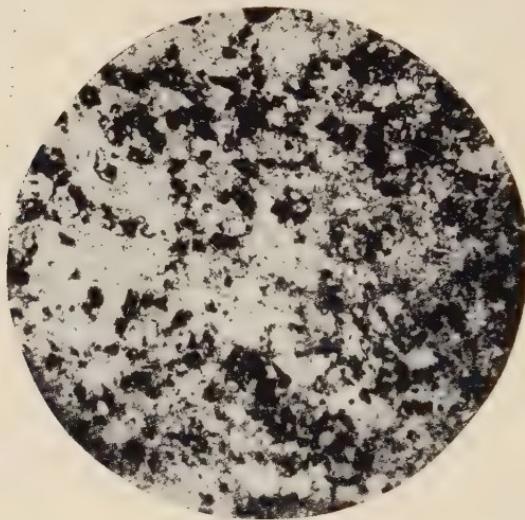
又 garnet hornfels の化学成分中、含チタン磁鐵鉱の成分を 上記の割合のものと想定してこれを計算上除外し、その残余から garnet の成分を算出し、mol % を以て表はすと次の如くなる

Almandite	79%
Pyrope	20
Spessartite	1

磁鐵鉱と柘榴石とは微細に混含している為めに、これを 80 目程度の粉末となすも両者を完全に分離することは困難である。柘榴石は多量の包裏物の為め、未だその性質を明確にしな居ないが、化学分析の結果から見て著しく Fe 分に富み、CaO に乏しいことが察知される。計算上は約 80% 内外の almandite 分子を含むことになるが、此の種柘榴石は歪力鉱物として特有的なものとされているけれども、これを以て歪力帶となすには更に研究を要する。磁鐵鉱は、マグネットを用いてこれを分離し、化学分析を行つた結果、著しく  $TiO_2$  に富むことが知られ、計算上分子比において magnetite 62.6% ; ilmenite 26.2% ; hematite 11.2 % に相当するものである。

第 2 図 空晶石ホルンフェルス ×50



第3図 柄榴石ホルンフェルズ  $\times 26$ 第4図 含チタン磁鐵鉱石  $\times 50$ 

紅柱石ホルンフェルズは大部分空晶石より成り、その idioblastic 結晶の集合する間隙を、石英の微晶と少量の白雲母、炭質物等が充填するに過ぎない。産地によつてはその中に斜方角閃石の大きな放射状結晶を含むものも見られる。biotite は全般を通じて極めて少ない。

これを要するに、紅柱石を顕著に含むホルンフェルズの原粘板岩は通

常粘板岩に比し、異常に  $Al_2O_3$  を多量に含有し、Fe 分やアルカリ分に乏しい特質的なものであつて、この地域古生層の特徴であると考えられる。但し、此の種粘板岩の堆積中に、堆積環境に急激な変化が生じ、そのため磁鉄鉱砂の漂流が行われた時期があつた。斯くて生じた含磁鉄鉱粘板岩が即ちこの柘榴石ホルンフェルスの原岩となつたものと思われる。

**第三系** この地域の第三系は相当広範な発達分布をなしているに拘らず、これについては今日迄報告されていない。岩相は礫岩で代表され、それを構成する円礫は大部分古生層由来の岩石であり、その大きさは拳大前後のものである。この礫岩層で大きな特徴ともいべきことは、その礫中に直径 2-5m にも及ぶ格別巨大な boulder を多量に含むことである。この boulder は殆ど古生層起源のもので硬砂岩、チャート等であり、稀には花崗閃緑岩質のものも見られるが、大部分は礫岩であることは頗る奇異的である。この boulder となつてゐる礫岩を構成する円礫の種類は硬砂岩、チャート、粘板岩等古生層通有の岩礫の外に花崗岩、石英斑岩等の火成岩礫等であり、稀れには化石を含む石灰岩々片も含まれている。礫岩全体としてよく lithify し頗る堅緻なものとなつてゐる。この礫岩に相等する古生層の地層は所謂薄衣礫岩層であつて、凡らくそれに由来したものであることは疑ないと思う。然し薄衣礫岩層の発達はこの地域古生層中には現在全く見られないことは注目に値する。

この特徴的な boulder を除けば、本第三系は場所によつて層相を異にするが、總じて軟弱な砂礫層である。即ち宮守駅構内の切取崖では、古生層由来の小円礫を主とする比較的粗雑な礫層を成し、河成段丘に酷似している。旧宮守製鉄所跡附近の塚沢川河床に於いては、石英粗面岩、安山岩等の角礫を含む集塊岩状の灰黒色凝灰質砂岩層で、中に木の葉の化石を含む (*Fagus sp.*)。宮守村桐町北方では、蛇紋岩壊爛の砂泥物を多量に混入して輝緑凝灰岩類似の外觀を呈するものとなり、下柄沢の西方丘陵畠地に於いては、花崗岩質砂岩層となり、又宮守駅西方 1 斤宮守川河床に於いては、黒灰色砂岩層で比較的固結化強く、宮守川の河蝕に対し可成りの抵抗性を示しており、その中に数多くの炭化木片を含有している。宮守村字相ノ沢部落附近では、安山岩質の紫黒色凝灰質砂岩層と小砂利層との偽層的累層をなす。蛇紋岩を基底として、その上に直接する場合は上記古生層礫の他に、蛇紋岩礫を多量に含んでおり、その好露出は宮守川支流相ノ沢川下流の床底、内礫木峠南方の相ノ沢川源頭、遠曾部村字宿部落の西方に於ける 300m の丘陵状山腹等に見られる。

この第三系は岩質は周辺の古生層諸岩に比し、抵抗力が弱い為め、その

発達区域は低夷地を成し、判然とした露出は僅かに河底や、道路に沿う切取崖等に断片的に見られるに過ぎない。従つてそれ等の厚さの測定、層準の対比等は頗る困難である。地層は略水平に近く、走向、傾斜等の測定亦困難である。

本第三系礫岩層は、その中に混在する boulder はよく lithification を受けて著しく堅硬であるに比し、その膠着基地はこれに伴はず、露天化作用に対しても boulder のみが頭角を露はす結果となり、ために田、畠地、原野等その発達する区域内に於いては、至るところ表土上に巨体を露呈し偉觀を呈している。従つてこの第三系は露出状態が悪いにも拘らず、その発達区域は boulder 露頭を追跡することによつて略認定することが可能である。而してこの boulder の分布は、宮守川以北に於いては、駅附近より北北西の方向を以て北進し、相ノ沢、達曾部村字鑄物、飛竜山、三郡塚山にかけ、超塩基性岩の上に、幅凡そ 500-1.000m を以て trough 状に乗つてゐる。尙同種類と思はるる boulder は略その延長に当る紫波郡佐比内村字証分沢に発達しているので、若しそれに連続するものとせば、その延長實に 25km に及ぶものとなる。宮守川南方に於いては、boulder の分布は未だ判然としないが、第三系としては、猿ヶ石川南岸鱒沢村字沢田に分布する略同型の第三系と思はれるものに連続するのではなからうかと考える。

この古生層由來の boulder を含む trough 状第三系礫層は関陽太郎氏によつて古生層に屬するものとして報告<sup>1)</sup>され、その中の礫岩 boulder の岩質については詳細な記述がなされている。但し、その中には石灰岩質のものは見られないとしているが、塚沢川の河床に露出するものの中には、数種内外の石灰岩片を含みその中に数種の化石を保存するものが認められた。本礫岩層には時代を決定すべき化石が未だ発見されていないが、年輪を持つ木片と山毛櫟の葉片らしい化石を保存することと、石英粗面岩、安山岩等の岩片を含む凝灰質岩層のあること等から、一応第三系と見做して置く。

**遠野花崗岩** 遠野町を中心として広大な発達分布を為す。大観的には花崗閃緑岩系に属するけれども、ところによつて著しく岩相を異にし、地域の東隣田下部落附近においては、有色鉱物の量を増しモンゾニ岩に類似のものとなつてゐる。本岩は古生層に貫入し、その外辺に变成帶が形成されていることは前述の通りである。

**超塩基性岩** 所謂宮守超塩基性岩と呼ばれ、その岩石学的研究は、近藤

1) 関陽太郎：地質雑 58, 1952

信興氏<sup>1)</sup> 大和栄次郎氏<sup>2)</sup> 關陽太郎氏<sup>3)</sup> 等によつてなされ、特に關氏による最近の詳しい研究の結果は、数次に亘つて地質学雑誌上に掲載されている。關氏によるとその発達分布は南北 20km、東西 5mk の大きさを持ち、その東辺部は主体と分枝体とに別かれ、且つ数次に亘つて古生層中に貫入し来つた複合岩体であるとある。然し現出状態から見ると、實際はそれより遙かに大きい岩体である。即ちその北部は後の花崗岩貫入体によつて、中途切断の形となつてゐるけれども、延長部は稗貫郡龜ヶ森で再現し、一連のものであることは明瞭である。更にその延長は、彦部村に於いて第三系に被覆され、露出状態は明瞭ではないが、北上川東岸の五ツ森を成す蛇紋岩体に連続する可能性が強い。若しそうであるならば、南北延長實に 40km に近い長大なものとなる。又本超塩基性岩体の東辺部は、古生層との接触部にかけ、第三系によつて被覆され、その境界を不明瞭にしている為めに、全体としてその発達区域は實際より小さい露出となつてゐる。尙ほこの超塩基性岩体は、第三系の項に於いて述べた如く、その上に第三系の礫岩層が trough 状に乗つてゐるが為めに、東辺は分離し、恰も分枝体の如き外觀を呈するけれども、その下部では連続し一岩体を成すものである。

本超塩基性岩体と古生層との関係については、前述の如く、第三系の発達に禍されて、明瞭な露出を欠くためもあるが、貫入関係であるという積極的証拠は見出されない。岩体は全体として、岩質上、化学成分においても、又鉱物成分においても、著しく不均質のものであり、且つ構造上から見てもその岩体内では、相互間に貫入体も存在することは否定出来ない。然し他方、岩体周辺においては屢々互層的層理構造の発達が見られ、又輝緑凝灰岩に漸移的であると思はれる露出も見られるので、或は古生層中に挿在する、同時代の igneous complex ではなかろうかといふ疑問も持たれる。

## 鑛 床

本鉛床は古生層の累層間に挿在する層状鉛床である。鉛石として取扱はれるものは、たゞ含チタン磁鐵鉛のみで、其の他の鉛石鉱物を全く伴つていはない。

現在までに知られている主なる鉛床は、大畠、七曲、松山、冷水、内樂

1) 近藤 信興：地質雑 36, 1928

2) 大和栄次郎：東北大学理学部卒業論文 1944

3) 關 陽太郎：地質雑 56, 57, 58, 1950-52, 岩磁 36, 1952

木及び鹿込等の六ヶ所である。これ等鉱床相互間の距離は皆接近し、遠くとも 2km を出でない位置にある。

**大畑鉱床** 砂質石灰岩を下盤とし、上盤をなす柘榴石ホルンフェルスとの間に介在し、厚さ凡そ 1m あり、N20°E に走り、西方に 20° 傾く。下盤との境界は明瞭であるけれども、上盤柘榴石ホルンフェルスとの間は明確を欠き、少なくとも鉄分含有量については漸移的である。本層は鍛押壊進 6 m にして漸次楔状に圧縮している。若し一時尖滅する場合があつても、偽層的産状から見て、再び出現することも予想される。

**七曲鉱床** 粘板岩層中に挿在する砂岩の一部に縞状をなして賦存する。部分的には富鉱部もあるが、総じて品位はあまり良好ではない。走向 N10°W 西方に 65° の傾斜をなす。粘板岩は甚だしくホルンフェルス化し、多量の空晶石を生じている。

**松山鉱床** 児子野の北西山腹に 2 ケ所か露頭あり、粘板岩を両盤とす。走向 N20°W 西方に 60° 傾むく。層厚 0.8m から 0.3m の間を変化し、走向に沿うて凡そ 100m の延長を確かめ得ることは、本鉱山としては、むしろ優勢に属する。

**冷水鉱床** 塚沢部落内道路に接して、その北側に開坑して採掘した鉱床であるが、現在は坑道崩壊し、且つ地形低夷にして表土に被はれ、露出悪くる、いま鉱床の実態を見ることが出来ない。坑口上部で見ると、砂岩と粘板岩との間に介在する鉱床で、走向略南北、殆ど直立に近い鉱層である。伝うるところによると、層厚は凡そ 3m あつたが、走向に沿い掘進 15m にして 0.4 m に縮小したと言はれている。現在坑口附近に積まれている鉱石が本坑から出されたものとするならば、その Fe 分品位が 55% 前後の極めて優良なものであると言い得る。

**内楽木鉱床** 内楽木峠の東方に小溪を隔てゝ、南北両山腹に各 1 ケ所の鉱床露頭がある。此の両者は一連のものではなく各別箇の鉱床を成す。南鉱床は砂岩中に介在し、走向 N30°E 東方に 45° 傾斜す。層厚 0.6m あれども品位一般に低劣である。上盤をなす砂岩層の一部に縞状に凝灰質物を混じ帶緑色を呈し、又時に頁岩質 sharp stone の patch を含み、偽層的層相を呈する。北鉱床は鉱層と称するよりも、むしろ砂岩中の一部に磁鉄鉱砂を混ずると称するを適當とし、品位甚だ低劣であつて、採掘に堪えない。走向 N20°W、東方に 65° 傾く。

**鹿込鉱床** 宮守村字鹿込部落附近、宮守川の北岸山腹に位す。斜方角閃石を含む粗粒の紅柱石ホルンフェルス中に介在す。走向 N20°E、西方に 50° 傾斜す。層厚 0.3-0.4m に過ぎない。

前述の如く、各鉱床は何れも古生層の累層間に介在し、消長変化烈しく、且つ偽層的形態を持つてゐる為めに、沿層掘進に於いては、厚層と雖も幾何もなくして尖滅するのおそれがある。然し他方に於いて、たとえ露頭として現はれていない潜在する鉱層があるであろうことは予想され、探鉱によつては発見される可能性もある。

### 鑛 石

鉛石として見るべきものは、ただ磁鐵鉱のみであるが、その中には比較的多量のチタンを含有することを特徴とする。鉛石は鉱床別によつて、外観的に可成の相違がある。即ち高品位のものは、樹脂光沢を有する。緻密堅硬の重い鉛石であり、肉眼的には全く脈石を含まない。然し貧鉱は砂岩の外觀を呈し、その中に磁鐵鉱砂を縞状に混するに過ぎない。又時には石灰質なることもある。

顕微鏡下に、富鉱は磁鐵鉱の集合より成り、中に少量の赤鉄鉱、緑簾石透輝石、陽起石、紅柱石、柘榴石、董青石、石英、方解石等を含む。磁鐵鉱は不定形の粒状をなすが、变成の結果、殆ど悉く連結し、脈石はその間隙を充填するに過ぎない。全体として granoblastic 構造を呈する。鉛石に伴うこれ等の脈石は、鉱床の總てに共通して存在するわけではなく、その鉱物組合は、原岩石である、砂岩又は頁岩の成分の相違と、变成度の程度によつて異なる。

平均鉱と思はるるものに含まれる主要部分についての分析結果は、下記中(1)に相当し、又鉛石を粉細し、マグネットを用いて選別した磁鐵鉱を分析したものは(2)に示す通りである。

	(1)	(2)
SiO <sub>2</sub>	7.40%	3.50%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	71.42	46.60
FeO		31.44
TiO <sub>2</sub>	12.88	13.26

磁鐵鉱中には鉄、チタン分の外、約 9% の挿雜物が混入するが、この場合これ等を機械的に除去することは困難であつた。今之等の挿雜物を計算上除外して、鉱物成分を算出すると、分子比に於いて、magnetite 60%, ilmenite 36%, hematite 4% となる。ここに hematite は鏡下において僅少ながら認められる。TiO<sub>2</sub> の量は可成り多く、ilmenite 分子として約 36% を占めている。この ilmenite は単独結晶としては、鏡下に認め難く magnetite と混然一体をなすものである。この両者を機械的に分離することは困難であつて、この両者は、離溶の結果 Widmannstätten fig-

ure の形をとつて混在するのか、或は変成の結果両者は緊密に混在するに至つたものであるかは今のところ明確ではない。これについては後の研究に待つ。

### 鑛床成因

鉛床は花崗閃緑岩によつて貫かれた古生層の変成帶中に胚胎し、且つ近くに晶質石灰岩を伴うことが多いが、その中には硫化鉱物を欠くことと、全くスカルン鉱物を随伴しないことから、接触変質鉛床であるとは見られない。

鉛床形態と、これを包蔵する岩層の状況から観て、本鉛床は古生層の堆積當時、他の累層と共に沈澱堆積した一種の漂砂鉛床であると思はれる。その産状を見ると<sup>2</sup>特徴が目立つ、(1)多くは砂質堆積岩に伴い、その中に偽層状をなすこと、(2)時に、粘板岩の如き pelitic rock にも、又石灰岩にも伴はれ、緑色凝灰質物を混ずることもある。現在の海浜の磁鐵鉄砂の堆積状況を見るに、悉く砂質層に伴うのが一般であつて、漂流、沈澱の陶汰作用から推して当然である。若し比重の大きい磁鐵鉄砂が泥土質岩石に伴つて堆積することありとすれば、それは異常な環境を示唆するものと思う。雲上鉛床の場合はその例であつて、本鉛床は砂質岩、泥土岩、石灰岩等の堆積条件を異にして出来た地層中に、略均等的に介在している。これは凡らく鉛床生成源の含チタン磁鐵鉄砂は、当時の背後陸地の露天化侵蝕に起源するものではなくて、他に堆積事情に急激な変化があり、それが含チタン磁鐵鉄砂の漂流を齎した原因となつたものと考える。而してその事情の変化は、何に基因するかは今のところ判然としないが、凝灰質物を混在することから、火山活動の出現なども想像され、その噴出物の突然な漂流などもその原因となり得ると思はれる。

本邦古生層中には、含鉄チャートに伴う赤鉄鉱層が、沈澱鉛床として発達する例は少くない。日本地質鉱產誌（昭和7年 地質調査所編）によれば、雲上鉛床も亦それに類し、元来赤鉄鉱々床として生成したものであるとなし、現在磁鐵鉄々床となつてゐるのは、その後の変成作用によつて変質したものであるとなしてゐる。盛岡市近郊の米内、浅岸等の含鉄チャートに伴う磁鐵鉄（喜多山鉱山、米内鉱山等）は斯かる二次的変化に因るものであると認め得る。雲上鉛床は前述の如く、接触変成帶の中に胚胎し、大畠鉛床、鹿込鉛床の如く、鉛床の両盤が完全にホルンフェルス化し、鉛床自体が一種の変成岩とも見らるべきものであることは否定出来ない。然し鉛床の主体を成す含チタン磁鐵鉄は、赤鉄鉄から変成によつて生じた二次

鉱物であると見做すべき何等の積極的証拠が認められない。

本鉱床の磁鉄鉱には、多量の  $TiO_2$  を含有することは一大特徴であつて、このことは本鉱物が、火成岩に由来するものであることを立証するに充分であると考える。

火成岩中に産する磁鉄鉱、即ち岩漿より直接晶出する磁鉄鉱中には、量的の差はあつても、悉く  $TiO_2$  を含有している。これに反し、前記盛岡市近郊産のもののみならず、一般的に赤鉄鉱から変つた二次的磁鉄鉱及び、接触鉱床中に産する磁鉄鉱には、殆ど  $TiO_2$  が含まれていない事実は、多くの例で確かめられている（此の問題について、稿を改めて報告する）。多くの火成岩の化学分析の結果を見ると、その中に  $TiO_2$  を含まないものは極めて稀である。その含有量は、岩石の性質によつて可成の差違があり、大観的には  $SiO_2$  含有量に比例する。又同種類の岩石について見るとその中に現はるる磁鉄鉱の量に、或る程度比例する傾向を示す。火成岩中に産する磁鉄鉱中の、 $TiO_2$  含有量についての文献は極めて稀である。種子田定勝氏の報告<sup>1)</sup>によれば、火山岩中の磁鉄鉱については、酸性岩中に産するものほど、 $TiO_2$  に乏しいと言はれている。

火成岩中の磁鉄鉱を hand specimen から取り出して分析の試料となすことは容易ではなく、又間違を起す恐れもある。磁鉄鉱は火成岩に於いては、一般に早期晶出の鉱物として扱はれている。然し実際に含まれているものには、顕微鏡下に見られる様に、この初生鉱物の他に、含鉄硅酸鉱物の分解変化に因つて生じた、二次的磁鉄鉱もあることは決して稀有ではない。これ等の磁鉄鉱中に含まれる Ti その他種々の微量成分を比較するならば、この両種の磁鉄鉱間には可成の差違があると信ずる。初生磁鉄鉱のみを抽出して、その中の  $TiO_2$  の量を吟味することが必要であつても、これ等を機械的に完全分離することは、極めて難事である。筆者は二次磁鉄鉱の混入することによつて生ずる、 $TiO_2$  含量の誤差を緩和する意味に於いて、火成岩の露出現場に於いて、分解物を多量に扱い、水洗して磁鉄鉱を蒐集し、研究の試料となしている。この研究は今迄上にあるが、今迄のところでは、火成岩中の磁鉄鉱には悉く  $TiO_2$  を含むが、岩種によつてその量に差違がある。1-2 の例外を除けば、總じて花崗岩等酸性岩中に産する磁鉄鉱は、 $TiO_2$  に極めて乏しいが、輝緑岩、輝緑凝灰岩、斑纏岩、蛇紋岩等の中には、その中に産する磁鉄鉱中に、多量の  $TiO_2$  を含有するものが見出される。例えば、岩根橋附近の蛇紋岩、達曾部川に沿う輝緑凝灰岩、岩手県一戸町附近のケンタレ岩等はその例であつて、何れも 10% 内外の  $TiO_2$  を含

.. 1) 種子田定勝： 地質雑誌，55，1949

有する。

雲上鉱山の磁鐵鉱も亦、 $TiO_2$  を多量に含むことからおして、その根源はこれ等と略同型の基性火成岩、又はその碎屑岩に由来するものであると考える。

### 要 約

以上述べたことを総括要約すれば

- 1) 雲上鉱床は、古生層ニ疊紀の砂岩、粘板岩の累層間に介在する層状鉱床である。含チタン磁鐵鉱は、鉱床中に産する唯一の鉱石で、 $TiO_2$  含有量は 10~15% に達する。硫化鉱物等は全く含まれていない。
- 2) 鉱床は、その賦存状況から見て、古生層と同時の堆積に因る沈澱鉱床である。
- 3) 一般鉱床で、磁鐵鉱には、接触鉱床に産するもの、赤鉄鉱より変化したもの等もあるが、此の類の磁鐵鉱には、 $TiO_2$  が殆ど含まれていない。従つて、雲上鉱床を、これ等に結び付けて成因となすは当を得ない。又鉱石は一種の変成岩ではあるけれども、変成作用は鉱床を将来した源因であるとは考えられない。
- 4) 岩漿から直接析出した磁鐵鉱には、 $TiO_2$  を含有するのが一般である。火成岩中、特に基性の岩石、例えば輝綠岩、斑櫻岩、蛇紋岩等には、 $TiO_2$  を多量に含む magnetite を包含するものがある。雲上鉱床を造つた含チタン磁鐵鉱の根源は、凡らく斯かる magnetite にあり、鉱床はその漂流沈澱によつて生じたもので、地質時代の漂砂に基因する層状鉱床であると考える。
- 5) 比重の大きい磁鐵鉱砂が、泥土質岩石、石灰等を伴つてることから見て、この磁鐵鉱漂砂が、当時の背後陸地の平常な風化侵蝕によるものとは考えられず、他方基性凝灰質物を混在することから推して、当時の火山活動の出現によつて生じた、噴出物に起源するものではなかろうか。
- 6) この地域に発達する古生層粘板岩は著しい特徴を持ち、異常に  $Al_2O_3$  に富み（多くの場合 35% 前後）、又 Fe 分に乏しい（2~3% の含有）。然しスカル泥質土の堆積中に、突如磁鐵鉱砂の漂流があつたと見らるる部分があり、その部は比率上、著しく Fe 分に富む結果となつてゐる。紅柱石が大部分を占める紅柱石ホルンフェルスや、柘榴石と磁鐵鉱とが主要成分である柘榴石ホルンフェルス等の如き、特徴的な変成岩が、上記の如き、特質的な粘板岩から、熱変成によつて出来たことは当然である。
- 7) 鉱床とは関係のないことであるが、此の地方に可成り広い分布を持つ第三系が発見され、而かも附近古生層中には発達を見ない、所謂薄衣礫

岩の巨大な boulder を多量に含む礫層が主であることは奇異であり、又その分布は、幅凡そ 500-1,000m、延長凡そ 25 km (佐比内村証分沢につながるものと見て) に及ぶ、trough 状をなしていることも亦異様なものとして興味がある。

本報告に掲げた岩石並に鉱物の化学成分は東北大学理学部岩石礦物礦床学教室今野弘氏の分析によるものである。茲に厚く謝意を表する。

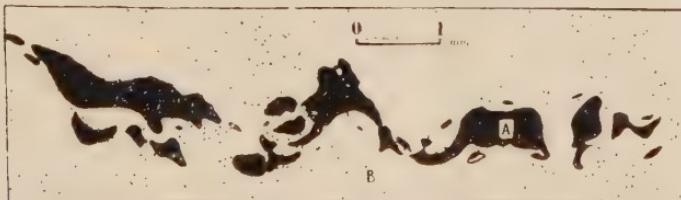
### 長崎縣蚊焼村に於ける磁鐵鑛化作用 (II)

Magnetitization at Kayaki-mura, Nagasaki Prefecture (II).

牟田邦彦 (Kunihiko Muta)\*

(口) 黃銅鉱及び輝銅鉱(承前) 黃銅鉱の周辺部は常に二次的に輝銅鉱化されている(6図b)。第6図(a)に長さ 1.5cm 程片理にそつて連続するもの、1部のスケッチ図を示したが、今仮に此等多数のレンズ片をそれぞれ近くのものより順に寄せ合せてみると、可なり無理なく此等各小碎

第6図 (a) 緑泥石岩中に脈状で並ぶ角礫状黃銅鉱



(周辺部は輝銅鉱化を受ける)

第6図 (b) 黄銅鉱(U)の周辺部のみ輝銅鉱(V)に交代される



\* 九州大学工学部採鉱学教室

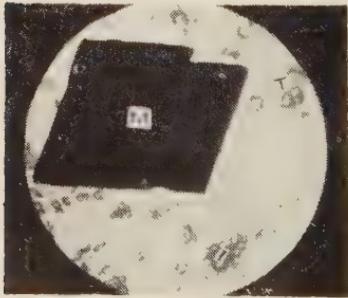
片は一本の脈状、又は少くとも現在みられるよりも少数のレンズ塊にまとめる事が出来る。此事は現在見れる黃銅鉱の碎片は、二次的な破碎作用の結果、多数の小片に分離した事を示すもので、更に此等小片は其後稍々片理の方向へ延ばされ、現在みられるが如き産状をなすものと考えられる。此場合前述の如く、他の鉱石鉱物は黃銅鉱に見れる様な破碎作用は全く認められない。即ち黃銅鉱は黃鉄鉱や磁鐵鉱よりもはるかに弱い破碎力(此場合は主に圧碎力)により破碎され且片理に延びる物理的な性質が窺われるが、此様な性質はキースラーガー型鉱床に見れる破碎された黃鉄鉱間を充す黃銅鉱の晶出時期が、必ずしも破碎作用と同時又は以後でなくとも、たゞへ圧碎作用以前に既に両者の晶出が終つて居た場合、両者の物理的な性質の差違によつて強い圧碎作用の結果、全く両者と同様な産状を示す事も有り得る事を示すものと思われる。以上の如く黃銅鉱の晶出は磁鐵鉱よりも後期に属するが、差程著しい晶出時期の差違があつたものではなく、むしろ共に綠泥石化と密な産状を示し、且磁鐵鉱と黃銅鉱との間に前記の如く明瞭な前後関係がみられない事より、両者はほとんど前後して生成された事が理解される。

此等の黃銅鉱中にはほとんど包裏物を認めぬが、稀にチタン鉄鉱、綠泥石等を包裏する事がある。

(ハ) チタナイト…最も普通にみられる共生鉱物の一つで、大きさ 0.01~0.5mm 程の完全な自形又は数個の連晶よりなり、淡黃白色透明~半透明綠泥石中に散在して又は時に磁鐵鉱中に包裏されて生ずる。

一般に磁鐵鉱の多い部分に特に多く生じ、片理の方向に点々と並んで生ずる場合が多い様である。然し両者の間に極めて規則正しい消長は存在しない(7図 1, a, 7図 2, a)。

第 7 図 (2) チタナイトの産状



(a) 磁鐵鉱とチタナイトとの共生  
(結晶の大きさ約 3mm)



(b) チタナイトの結晶 (内部にイルメナイト  
を認む) T…チタナイト I…イルメナイト  
Z…クリノゾイサイト M…磁鐵鉱

チタナイトの結晶中心部には屢々チタン鉄鉱の残存結晶がみられ、(7図2b)，恐らくチタナイトの多くが，チタン鉄鉱の再結晶作用に依つて生じたものである事を示すものであろう。更に前述の如くチタナイトの多い部分には，磁鉄鉱変斑晶にも概して富み，この事はチタン鉄鉱よりチタナイトへ再結晶作用が行われる際に除かれた鉄分が，磁鉄鉱の生成に少からぬ関係を有する事を示すものである。

チタナイトは緑泥石中に明らかな自形で生ずるが，緑泥石の結晶を切断したものや，又は逆にチタナイトの結晶の外縁部に緑泥石による Pressure shadow を生ずる等，両者の間には余り著しい晶出時期の差違はみられない。又磁鉄鉱との間にも磁鉄鉱中へ包裏されるものや，却つて磁鉄鉱の結晶を切断して生ずる等，此等もほとんど同時期に生じた事が分かる。

なほ磁鉄鉱・緑泥石岩中のチタンの量は片岩中よりも多く，むしろ蛇紋岩に近い含量を示す。(蛇紋岩 0.90, 緑泥石岩 1.47 T.O<sub>2</sub>) この事は緑泥石岩の源岩は恐らく蛇紋岩であつた事が考えられる。

(ホ) クリノゾイサイト…大きさ約 0.01mm 前後，自形～半自形の結晶で，片理にはほぼ平行な方向に並んで産するものが多い。顕微鏡下では無色平行消光をなし，顕著な多色性及び累帯構造をみない。2V=100°。

チタナイトと共に共生する場合では前者の結晶の間を充した半自形～自形，又時にはチタナイトや緑泥石に多少交代され凹凸に富むものもある。従つて此等の鉱物との間に大なる晶出時期の差違はないものと思われる。

磁鉄鉱に富む帶に生じながら，緑簾石族でも鉄に乏しいクリノゾイサイトを生ずる事は興味深い。然しその量は少い。

(ヘ) 曹長石…以上の鉱物の外に極めて少量の曹長石をみる事がある。バルサムより低い屈折率を有し，結晶の大きさ約 0.01mm 以下，自形～半自形，無色，結晶中に気泡を包裏するものがある。

### 磁鐵礦の化學成分

磁鉄鉱を粉末にして出来得る限り包裏物が混入しない様に注意しながら選別したが，結果では多少の緑泥石の混入が余儀なくされた。又主化学成分の外に Cr, Ti, N, Mn 及び V 等に就いても化学分析を行つたが，更に分光分析によつて微量成分の検出をあわせて行つた。

主化学成分は第 4 表に示す如く，純粋な磁鉄鉱である事を示している。反射顕微鏡下でも時に僅かに結晶の縁にそつて赤鉄鉱化がみられるが，チタン鉄鉱やクローム鉄鉱その他の包裏物は全く認められない。この事は更に Ti, Mn, Ni 及び Cr の定量分析並びに分光分析の結果でも全く不純成分が検出されていない事よりも知る事が出来る。たゞ V は 0.15% V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

で稍々多い。

一方蛇紋岩中に初生的に含まれている磁鉄鉱では、分光分析によつて少くとも Cr の外 Ti, Ni, Co(?), Mn, P, Pt 及び Pd(?) の含有を認むる。又軟木産のものも化学分析によつて V, Mn, Ni, Ti 及び Cr の含有を認め、蒙上層磁鉄鉱とは可なり異つた傾向を示す。

則ち此様な事実は緑泥石岩中の磁鉄鉱は、死生的に既に岩石中に生じていたものが、そのまま残存したものではなく、恐らく緑泥石岩を生じた緑泥石化作用に伴つて、緑泥石の生成とほど同時期に生じたもので、全く二次的な生成に基くため、かゝる元素を含まないものと思考される。此の為初生的な磁鉄鉱其他に含まれていた Ni が侵食溶液に加つても、緑泥石化帯を形成する際には、磁鉄鉱中よりもイオン半径の等しい苦土を多量に含む緑泥石中 ( $\text{Ni}^{2+}$ -0.78KN,  $\text{Mg}^{2+}$ -0.78KN,  $\text{Fe}^{2+}$ -0.83KN) へ集められ、Ti は主に此場合はチタナイトを形成し、Cr もイオン半径が類似した  $\text{Fe}^{3+}$  ( $\text{Cr}^{3+}$ =0.64KN,  $\text{Al}^{3+}$ -0.57KN,  $\text{Fe}^{3+}$ -0.67KN) 及び  $\text{Al}^{3+}$  と密に行動するため、緑泥石中又は緑泥母（クローム緑泥母として）中へも可なり含まれるので、二次的に生じた磁鉄鉱中での此等主成分の含量は、当然初生のものに比べて著しく減ずる事が考えられる。

第 4 表 磁鉄鉱の化学成分

化学成分	产地	丸山鉱業所(長崎県)	巖木町銅木(佐賀県)
$\text{Fe}_2\text{O}_3$		69.55	65.63
$\text{FeO}$		28.11	21.23
$\text{TiO}_2$		0.00	0.0
$\text{MnO}$		0.00	0.23
$\text{V}_2\text{O}_5$		0.15	0.01
$\text{NiO}$		0.00	0.008
$\text{Cr}_2\text{O}_3$		0.00	4.95

(分析者桂敬)

第 5 表に緑泥石岩中の構成鉱物について分光分析を行い、各鉱物の含有成分を明かにし、これより上述の如き成分の所謂再配分の結果を考察した。

表には既述にオキサ半径を示したが、微量元素の多くが、主成分のイオン半径と近似した元素であり、酸性岩中に特に多く含まれる元素がそのほとんどを占めている。又前述の如く緑泥石中には小量の V, Ni, Cr, Mn, 及び Ti 等を認むる事が出来るが、チタナイトでも V, Ni, Mn 及び P 等を認め、これには恐らくチタン鉄鉱の包蔵するものも含まれるであろう。然し磁鉄鉱、菱鉄鉱及び磁鉄鉱中には Ti (磁鉄鉱はチタナイトの包蔵により時に換出される) V, Ca, 及び若干の Ag を含むのみで、初

第5表 鉱物中の含有成分

元 素 名		鉱 物	磁 鉄 鉱	黃 鐵 鉱	黃 銅 鉱	チ タ ナ ト	綠 泥 石
元 素	イ オン半径	産 状	蛇紋岩 初生的	綠泥石 の 岩	中 の 石 岩 も	"	"
P <sup>+5</sup>	0.33	+	±	—	—	+	—
Si <sup>+4</sup>	0.39	++	+	+	+	+	○
Al <sup>+3</sup>	0.57	+	+	+	+	+	○
Cr <sup>+3</sup>	0.64	+++	(+) **	—	—	—	±
Ti <sup>+4</sup>	0.64	±	(+)*	+	±	○	+
V <sup>+4</sup>	0.66	±	+	?	±	±	?
Fe <sup>+3</sup>	0.67	○	○	○	○	+++	○
Mg <sup>+2</sup>	0.78	++	+	+	+	+	○
Ni <sup>+2</sup>	0.78	++	—	—	—	±	+
Co <sup>+2</sup>	0.82	?	—	—	—	—	?
Cu	(0.96)	—	?	++	○	?	±
Fe <sup>+2</sup>	0.83	○	○	○	○	+++	○
Mn <sup>+2</sup>	0.91	++	—	—	—	+	+
Na	0.98	—	—	—	—	—	+++
Ca <sup>+2</sup>	1.06	—	(+)*	—	—	○	+++
Ag	1.13	—	—	±	+	—	—
K	1.33	—	—	—	—	—	+++
Pd	1.37	?	—	—	—	—	—
Pt	1.38	+	—	—	—	—	—

\* タチナイトの包蔵による。 \*\* 包蔵物として含まれるものに限つて検出される記号 (主成分) ++ 副成分(1%以上) 微量成分(++)多い, 0.1~0.01%) + 少い  
 ± 極微量(0.0000n 内外) ? 存在疑しい — 含まず

生の磁鐵鉱中より検出された様な元素はほとんど含まないか含まれても少い。又二次生成の磁鐵鉱と黃銅鉱及び黃鐵鉱の間には微量成分の分布からみると極めて近似した関係が知られ此等の間に密接な成因的関係を有する事が考えられる。

### 變質岩の化学成分

蛇紋岩及び変質岩の分析値を第3表に示した。

磁鐵鉱・綠泥石岩は蛇紋岩に比べて珪酸及び苦土を減じ、鉄及びアルミナに富む事が知られる。処がこれと蛇紋岩側に隣接して発達する滑石帶では、前者とは逆に鉄及びアルミナを減じ、珪酸は著しく増加する。即ち両変質岩体の化学成分を合して蛇紋岩と比較した場合には若干のアルミナの

第3表 蛇紋岩及び変

	蛇紋岩 (a)		蛇紋岩 (b)		滑石化蛇紋岩	
	wt.	mol.	wt.	mol.	wt.	mol.
SiO <sub>2</sub>	38.22	0.636	42.78	0.713	55.10	0.918
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.44	0.043	3.82	0.037	1.98	0.010
TiO <sub>2</sub>	0.90		n.d.		0.00	0.000
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.60	0.054	8.28	0.052	2.61	0.009
FeO						
MnO	n.d.		n.d.		n.d.	
MgO	36.48	0.912	34.90	0.873	32.80	0.795
CaO	0.60	0.011	1.35	0.024	0.41	0.007
Na <sub>2</sub> O						
K <sub>2</sub> O	tr.		tr		—	
H <sub>2</sub> O(+) + CO <sub>2</sub>						
合計	100.86		100.74		98.36	

增加及び苦土の減少を除いては他の成分にはほとんど変化がない事が知られる。この事は此等変質岩の間に熱水作用の帮助によつて成分の移動が行れ、その結果かゝる変質岩の大部分が構成された事を示すものである。

片岩の分析値は示していないが、然し黒色片岩では蛇紋岩に比べてアルミナや珪酸に富み苦土に乏しい事は明らかである。而して此場合蛇紋岩と片岩との接触部にそつて熱水溶液が上昇して来ると、両者の間に成分の移動が行われ、たとえば片岩よりアルミナ及び珪酸の附加により緑泥石や滑石帶の発達は更に助長され、又蛇紋岩より苦土が加る事に依つて絹雲母・陽起石・透角閃石片岩が生成された事は各変質岩の分析値よりも明らかに窺う事が出来る。即ち此等の変質岩は蛇紋岩と片岩との熱水作用に基く変質（混成化）作用によつて生じたものであつて、各変質岩帶の生成には必ずしも種々な物質を多量に含んだ溶液の上昇をみなくとも、たとえば組成の単純な熱水溶液の浸入があつても、たゞ單に片岩及び蛇紋岩の化学成分や上昇溶液の温度、圧力、pH 等のみに従つて容易に種々な変質帶を生じ得る事は可能である。此事は更に当地のみに限らず、各地に発達する蛇紋岩と母岩との接触部に生じた変質帶の共生鉱物の種類及び、その間の諸成分の消長より考察した場合、ほとんど常にいづれの個所でも高温型及び低温型の区別があつても、略々同様な限られた単純な鉱物の共生関係がみられ、上昇熱水溶液の成分の差違を物語る様な特異な変質鉱物をみない事よりも

## 質岩の化学成分

磁 鉄 鉱 緑 泥 岩		透角閃石陽起石 絹雲母岩		緑 泥 石 (水簸したもの)	
wt.	mol.	wt.	mol.	wt.	mol.
29.16	0.486	50.00	0.833	30.51	0.509
15.92	0.156	3.84	0.037	18.70	0.183
1.47	0.019	0.21	0.003	0.05	
4.51	0.028	8.32	0.052	3.00	0.019
8.09	0.112			7.20	0.100
0.13	0.001	0.03	0.000	0.10	0.001
26.32	0.658	24.62	0.613	27.91	0.698
3.28	0.058	8.70	0.155	0.28	0.005
1.08	0.018	n.d.		tr	
0.14	0.001				
10.50		2.33		12.06	
100.6		98.05		99.81	

知る事が出来る。さて変質岩の化学成分より、此等変質岩は片岩と蛇紋岩との間に種々の成分の移動が行われた結果生じた事を述べたが、此場合鉄の変化は変質帶内の鉄の可成りな量が緑泥石帶へ濃集されて居り、これに反して滑石帶では蛇紋岩に比べて著しく減少して居る。然し変質帶全部よりみると余り大なる増加や減少なく、却つて外部より加えられたと思われる明らかな証拠はみられぬ。

この様な事実は、緑泥石帶に生じた磁鉄鉱を形成する鉄分の少くとも一部又は大部分が、滑石帶やその他の変質帶より除かれた鉄分の再沈澱によるものではないかという磁鉄鉱生成の一端を暗示するものと思われる。

其處で磁鉄鉱緑泥石岩で原岩（蛇紋岩）+外部よりの鉄分なる機構で、現在含有する鉄迄増加する為めには、滑石帶の規模が如何程なくてはなら

岩 石 名	見掛けの比率	Total Fe ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )	1m <sup>3</sup>	増 減	比 率
蛇 紋 岩	2.9	8.6	24.94	0	
滑 石 化 岩	2.8	2.61	7.30	-1764	1
緑 泥 石 化 岩	3.0	20.69	62.07	+3713	2.1

ぬか次に算出してみた。勿論実際には滑石帶以外の変質帶よりも少なからぬ鉄が集められているが、此處では一応除外している。

即ち滑石帶のみより鉄が供給されて、磁鉄鉱、緑泥石岩 1m を生ず

るためには滑石化帶が 2m 必要となるが、実際には他の帶よりも供給されるから、滑石帶の巾はこの値より更に狭くても結構可成りな磁鉄鉱緑泥石岩が生ずるわけである。

### 磁鐵鑄化作用

上述の如く此等の磁鉄鉱は、原岩中に初生的に含まれていたものが緑泥石化の際に残存して存在するものではなく、緑泥石の生成と密接な成因関係を有する事は明らかである。又緑泥石の生成も滑石化、陽起石化、透角閃石化等と密接な成因関係を有し、第 3 図に示した産状や顕微鏡下に於ける相互の関係、及び化学組成等より考察すると、蛇紋岩と片岩との接触部にそつて上昇し来つた熱水変質作用の結果かゝる変質帶の形成が行われ、同時に磁鉄鉱、緑泥石岩が生成されたものと考えられる。即ち緑泥石化と同時に行われた磁鉄鉱化作用によつて、此等の磁鉄鉱の生成が行われたものである。而して磁鉄鉱化に必要な鉄は他の変質帶で除かれた（例えば滑石化帶）鉄や、緑泥石化岩の原岩中に含まれていた含鉄鉱物（磁鉄鉱、クローム鉄鉱、チタン鉄鉱等）の再結晶作用によつて、その大部分が構成されたものである。此處で興味深いのは磁鉄鉱に伴つて、屢々黃銅鉱及び黃鉄鉱を認むる事で、銅の多い部分では約 0.1~0.5% Cu 近くにも達し、平均約 0.05~0.1% Cu 程度の銅分を含む。この様な共生関係は単に栄上産のものだけではなく、大串産磁鉄鉱、緑泥石中にも常にかなりな黃銅鉱の共生を認め、磁鉄鉱の分析値にも 0.25% Cu の含銅が報告<sup>1)</sup>されている。

此様な銅は熱水作用の際に岩漿より導かれたもの許りではなく、此様な塙基性岩を交代して生ずる場合には、源岩中にもかなりな銅が含まれているので（塙基性岩中の平均値 149g/tCu, K. Rankama : Geochemistry 1950）、磁鉄鉱を生じた鉄の移動と共に緑泥石帶へ集められ ( $Cu^{2+}$  イオンは  $Fe^{2+}$  イオンとイオン半径が共に 0.78KX；又  $Mg^{2+}$  イオンも 0.78KX で  $Cu^{2+}$  イオンに近似する) 事と、時には少量の黃銅鉱を生じ得る程に濃集する事もあり得るであらう。實際にも野母半島東海岸緑色片岩中で、特に緑泥石に富む帶では、恐らく segregation に依つて生じたと思われる方解石・石英緑泥石脈に伴つて少量の黃銅鉱及び黃鉄鉱を見る事がある。

さて本邦結晶片岩中にも、栄上に於ける共生関係と同じく緑泥石岩又は蛇紋岩近くの緑色片岩中に緑泥石、黃鉄鉱（及び磁硫鉄鉱）黃銅鉱及び磁鉄鉱なる共生鉱物を主とする含銅硫化鉄鉱床の發達を認むる事が少くない。この場合この様に多量な黃鉄鉱・黃銅鉱及び磁鉄鉱が、栄上産磁鉄鉱と同様な成因で、変質帶内の成分の濃集によつてのみで生じ得るか否かは甚だ疑問であるが、然しもしも変質帶内に多量な含鉄層の存在があり、熱水に

1). 伊藤貞一、桜井欽一； 日本鉱物誌 (1950)

伴つて硫化水素の供給さへあれば、硫化水素の不足な部分（又は stage）

第 6 表 変質岩に於ける鉱物の晶出順序

Stage Mineral	Early	Late	Alteration Zone
Sericite			Sericite zone. Tr. Ac. zone
Actinolite			
Tremolite			
Albite			
Chlorite			Magnetite Chlorite zone
Titanite			
Magnetite			
Pyrite			
Clinzoisite			
Chalcopyrite			
Talc			Talc zone
Carbonate			

では磁鉄鉱を、他では硫化鉄の生成が行われ、銅に低品位な硫化鉄鉱床の形成は可能となる。故にこの様な成因の硫化鉄鉱床の存在も全く否定するわけにはいかないであらう。

第 6 表には栄上産磁鉄鉱・緑泥石岩及び変質岩相互にみられる共生鉱物の晶出順序を示した。

### 結 言

長崎県蚊焼村に於ける蛇紋岩と片岩との接触部附近に発達する磁鉄鉱・緑泥石岩は、その産状、鉱物組成及び相互の共生関係、並びに化学成分等を検討した結果、此等の岩石は蛇紋岩と片岩との接触部にそつて上昇し來つた熱水溶液の作用によつて（1種の混成化）生じた事を確めた。而して磁鉄鉱もこの熱水作用の際に、変質岩帶内部の鉄の濃集をも相まって、緑泥石化とほど同時期に行われた磁鉄鉱化作用によつて生じたものである。

### 謝 辞

本研究に際しては木下亀城教授より種々御指導を給わり、又X線粉末写真その他に關して色々と御援助、御助言を下さいました白水晴雄講師、並びに熱分析には田中信也学士、磁鉄鉱の分析には桂敬学士の御好意をそれぞれかたじけなくした。此處に以上の方々へ厚く感謝の意を表する。なほ本研究費の1部は文部省科学硏究費によつた。

## 北上山地西南部田河津村附近の塩基性及び超塩基性岩 (I)

Mafic and ultramafic rocks in the Takōzu district,  
southwestern Kitakami mountain-land (I).

島 津 光 夫 (Mitsuo Shimazu)\*

**Abstract:** Takōzu district is a type locality of the Tobigamori formation, and its northern part is covered by the green rock formation. This formation is a complex of schistosed or massive green rocks, slates, quartzites, and in some parts also diabasic sheets. The stratigraphical relation between the Tobigamori and the green rock formation is probably conformable. A series of mafic and ultramafic rocks intruded into both formations, and their rock masses formed lenticular bodies arranging in the direction of N-S and their schistosity is also parallel to their trends. Of these rock masses are observed the following kinds: single bodies of serpentine in the eastern half and composite bodies, composed of schistosed meta-gabbro, amphibolite, epidote-amphibolite, pyroxenite, serpentine, and diorite in the western half. All these rock masses are thermally metamorphosed by the granodiorite exposed to the east. From their field relationship and petrographical features, following conclusions may be obtained.

1. Schistosed meta-gabbro and amphibolite series intruded first, and was followed by the intrusion of serpentine-pyroxenite series, and diorite series.

2. The first group crystallized under stress and was subjected to the hydrothermal condition owing to autometamorphism. They belong to the so-called synkinematic intrusion, while the second group formed when the stress become weaker.

3. The age of their intrusion may be between post-Carboniferous and pre-Cretaceous and probably corresponds to that of Miyamori ultramafic intrusives.

### I 緒 言

北上山地の西南縁に位する田河津村附近は古くは野田氏<sup>1)</sup>の研究があり、最近は橋氏<sup>2)</sup>に依つて詳細な研究がなされている。しかし超塩基性岩に就いては、その何れにも蛇紋岩等が北部に分布する事が簡単に述べられているに過ぎない。一方北上山地の超塩基性岩類の研究は宮守附近に就いては古くは近藤氏<sup>3)</sup>、近くは関氏<sup>4)</sup>の詳細な研究が行われ、其の他早池峯、

\* 東北大學理學部岩石礦物礦床學教室

- 1) 野田光雄；北上山地西部長坂附近の地質学的研究、地質雑誌、41、1934
- 2) 橋 行一；北上山地長坂地域の鳶ヶ森層群に就いて、地質雑誌、58、1952
- 3) 近藤信興；陸中宮守附近の過塩基性岩に就いて、地質雑誌、36、1929
- 4) 関陽太郎；岩手県宮守地方の超塩基性岩類の研究、地質雑誌、57、1951；58、1952

蝶ヶ森に就いては、夫々浅井<sup>1)</sup>、山田<sup>2)</sup>両氏の研究がある。然るに本地域の超塩基性岩類に就いては、従来其の分布、産状すら明らかでなかつた。この地域は南部と北部で地質構造が異り、又本岩類は層位学的に問題の多い鳶ヶ森層に接する等地質学的な重要性を持つてゐるので、昭和二十五年以來特に緑色岩類及び超塩基性岩類に就いて、野外の調査研究を行い。出来るだけその地質学的関係を確めることに努力し、又岩石学的には、変質斑纏岩、角閃岩、蛇紋岩等の岩石の相互の関聯性に留意して來た。現在一応その概要を知る事が出来たので、こゝに其の結果を報告し、御批判を得たいと思う。尙この研究に際して、懇切な御指導を頂いた石井教授並びに御批判を頂いた千藤、植田両助教授、八木教授に深く感謝の意を表す。又橋氏には野外に於て御指導助言を頂いた事に対し、又野外調査の一部を一緒に担当された阿部喜治氏に厚く御礼申上げる。尙野外調査に変らざる好意を示された佐藤楨、同やすの両氏及び佐藤万蔵氏に心から御礼申上げる。

## II 地 質

### 1. 地質の概略

塩基性及び超塩基性岩類の分布する田河津村及びその以北の地域は野田氏の命名した鳶ヶ森層の発達地で、最近橋氏はこれを中倉統及び唐梅館統に分けている。これと接して北方米里村に及ぶ範囲に緑色岩層が広く分布している。尙この南部の地域は下部より泥盆、石炭、二疊紀（米谷層）の各層が順に堆積しているが、橋氏の詳細な地質図があるので省略する。又南西部には基性火山岩類が分布し、これ等は東稻花崗岩類により貫かれて、変成作用を受けている<sup>3)</sup>。東部には千厩石英閃緑岩が南北に走り、奥田村で堆積岩の下に潜るが、更に田原村を経て北北西に延び、米里村、谷内村迄達している。尙其の岩質は北部のものは花崗閃緑岩<sup>4)</sup>である。北部の米里村附近ではこの東側に渡辺、黄両氏<sup>5)</sup>の上伊手層、古歌葉層、姥石層が西より順次帶状に分布し、それ等は北部に於て宮守超塩基性岩類に貫かれている。古期岩層の西縁は第三紀層に蔽われている。（第1図）

### 2 緑色岩層

本層は野田氏に依り蛇紋岩類とし一括して記されたもので、又米里村に

1) 浅井 宏；北上山地早池峯山附近の岩石、地質雑誌、57, 1951

2) 山田久夫；橄欖石より導かれたる含尖晶ホルンヘルスに就いて、地質雑誌、48, 1942

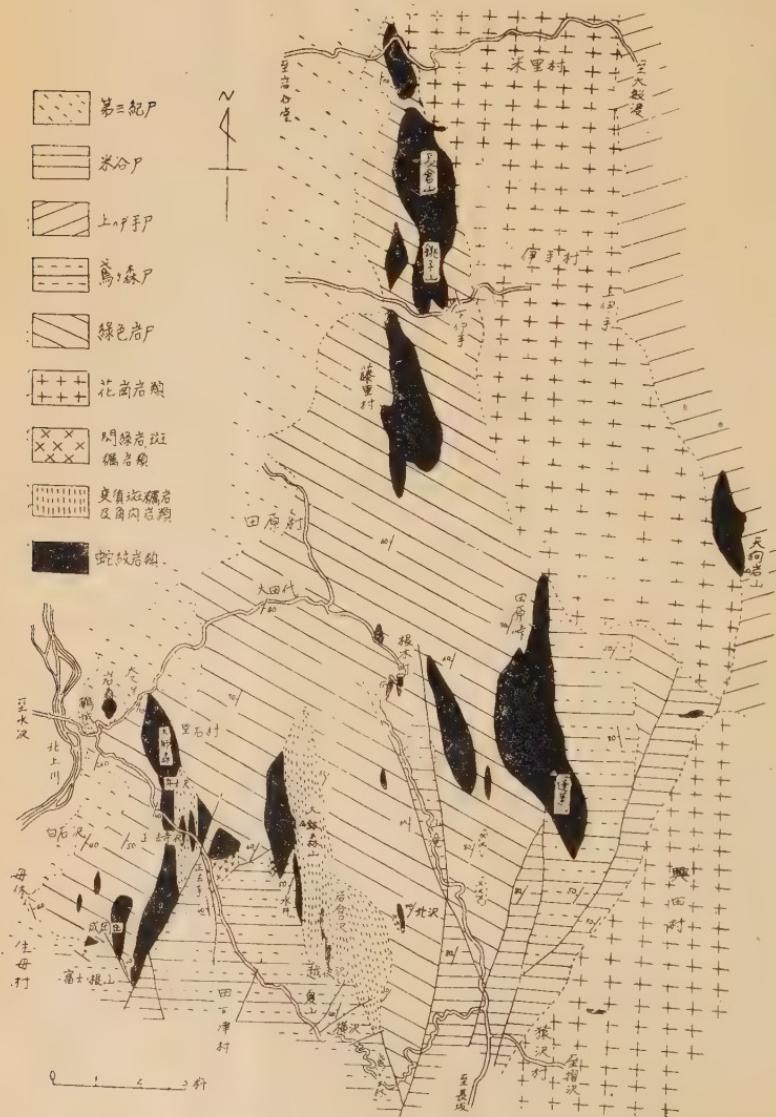
3) 山田久夫；岩手県東稻地方の接触輝緑岩 地質雑誌、46, 1939

4) 関 陽太郎、前出

5) 渡辺万次郎、黄春江；岩手県江刺郡伊手附近の地質及び鉱床、岩礁、28, 1942

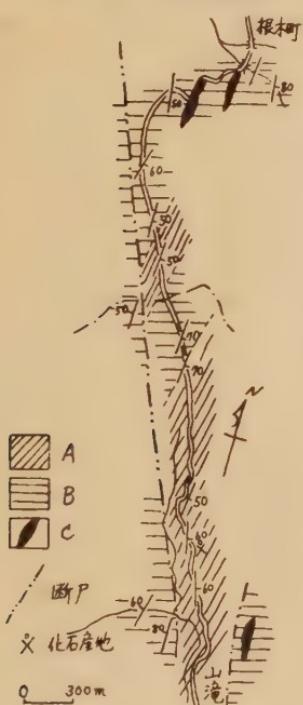
ては、渡辺氏等に依り下伊手層と記されたものに相当し、橘氏はこれを母体層群と呼んでいる。大部分が細粒緑色岩よりなるが、片状を呈するもの塊状を呈するものもある。これ等は大部分凝灰岩源のものと考えられる。又

第1図 田河津村北部地域地質概図



1~1.5 cm の石英質の部分を縞状に含む縞状珪質緑色岩とも言うべきものも普く分布する。其の他分布は少いが粘板岩、及び珪岩を挟んでいる。珪岩は黒石村白石沢、大久保、田原村大田代等に良く発達し、その厚さは5~10mで淡褐色乃至白色を呈し、縞状珪質緑色岩に伴う場合が多い。本岩層は動力変質作用を受け、一部緑色片岩、緑色石英片岩、千枚岩等の低度結晶片岩状<sup>1)</sup>をなし、又花崗岩類に接する東部では、緑色岩は角閃岩に、珪質緑色岩は角閃石英片岩に、粘板岩は黒雲母片岩となり、一部柘榴石を含むものもある。この様な変成帶では後述の角閃岩類と区別困難な場合もある。尙これ等緑色岩層中には岩床状の変輝緑岩が成岡田、大田代、山滝に見られる。大田代の変輝緑岩は緑黒色塊状で saussurite 化せる斜長石、角閃石化せる輝石、稍多量の白チタン石、その他緑泥石よりなり、一部藍閃

第2図 山滝路線図



A ; 粘板岩 B ; 緑色岩 C ; 蛇紋岩

石質角閃石を生じている。母体層群の標式地母体附近の緑色岩は緑黒色塊状で石英脈により縦状に貫かれているものが多く、鏡下では片理構造を有する角閃岩なる事が認められる。この岩石は一見他の緑色岩と著しく異なる様に思われるが、白石沢ではこれが普通の塊状緑色岩に移過して居り、この角閃岩は塊状緑色岩が熱変成作用を受けた部分と思われる。西側は冲積層に蔽われて不明であるが、この変成帶の方向は略 N 10°~20°W の方向である。緑色岩層の層位的関係に就いては、橋氏もその分布より鳶ヶ森層の下位に来るものと考え、渡辺氏も同様な見解<sup>2)</sup>を持つている。猿沢村山滝附近<sup>3)</sup>には、Spirifer vernuli M.<sup>4)</sup>を産する薄い剝理を持つた粘板岩が分布し、これは鳶ヶ森層に対比されるが、この粘板岩はその下位で緑色岩と互層し、漸移している関係が認められ、その附近の緑色岩は Crinoid stem を産する約 1m の粘板岩を

1) Epidote-amphibole-chlorite rock, Amphibole-chlorite-quartz rock, Sericite-albite-quartz rock, Hematite-sericite-quartz rock.

2) 渡辺；前出

3) 野田氏の山滝地塊

4) ひどく圧平されているが橋氏に同定して頂いた

挟在している。この様な関係とその構造的関係（後述）より、この緑色岩層は鳶ヶ森層の下位に当り、整合的関係をなしているものと考えられる。

（第2図）

### 3. 地質構造

本地域の地質構造に就いては、北上南部の全般的構造として、渡辺氏は“順次スプーンを重ねる如き構造”と述べ<sup>1)</sup>、橋氏も“南西部に開いた一種の盆地状褶曲に属する”ものとして模式図で説明している<sup>2)</sup>。筆者は緑色岩層の層位的関係、又塩基性乃至超塩基性岩類の進入の地質環境を確めるため、構造を明らかにしたいと考え、主に緑色岩分布地域を調べた。殆んどこれ等は肉眼的に類似し、又地層面と剝理面、節理面の区別も困難であるが、挟在する珪岩、僅かな岩相の変化等により認められた事を以下簡単に述べる。本地域の東部と北部は露出が悪いが、西部は比較的良く珪岩も数層挟まれている。白石沢では  $N20^\circ \sim 30^\circ E$  の走向で其の入口では、塊状岩が  $30^\circ W$  の傾斜である。其の稍上流では  $30^\circ \sim 40^\circ E$  に傾斜し順次上位層を重ねるが、分岐点附近では undulate して居る様に観察される。その上流は更に  $50^\circ E$  に傾斜し蛇紋岩に接する。正法寺沢では、走向は  $N10^\circ \sim 20^\circ E$  で東に  $40^\circ \sim 50^\circ$  傾斜し、大久保の沢では  $N10^\circ \sim 20^\circ E$  の走向で  $50^\circ \sim 60^\circ E$  に傾斜し、更に其の上流では傾斜は西に変る。南部の鳶ヶ森層と接する成岡田、母体附近では露出が悪く、詳らかでないが、走向が西に偏り、 $N20^\circ \sim 40^\circ W$ 、 $40^\circ NE$  の傾斜で、富士の根山附近の鳶ヶ森層と稍近い走向を有する様である。東部では走向傾斜の測定が困難であるが、鳶ヶ森北部の  $N30^\circ E$ 、北沢の  $N40^\circ E$ 、大鉢森山頂の厚い珪岩は  $N40^\circ E$  を示し、北部に行くに従い  $N10^\circ E$ 、更に藤里村、米里村では  $NS \sim N10^\circ W$  となり急傾斜をなしている様に認められる。鳶ヶ森北部でも鳶ヶ森層とは略同じ走向、傾斜を有している。以上記した事は単に走向傾斜の変化を示す過ぎず、断層等に就いては明らかでないが、大凡次の様な事が推論される。

1. 緑色岩層は鳶ヶ森層地域の直ぐ背後の地域では、それと略類似の構造を示し、盆地状褶曲の一部を構成する。
2. 緑色岩層の一般褶曲軸の方向は、南部の  $N30^\circ E$  より、北方に向い、順次  $NS$  更に  $N10^\circ W$  近に変化する弧状を画き、中部北上山地の一般方向と平行になる。即ち南部の盆地状構造は北部では消失する。

1) 渡辺万次郎；北上山地の火成活動、地団研専報 4 号、1950.

2) 橋行一；前出

3. 広い面積を占めて分布する緑色岩層は、一見頗る厚層の様に見えるが、之は比較的単調な褶曲をなして繰返して居るものと思われる、従つて岩層は夫程厚くないものと思われる。

### III 塩基性及び超塩基性岩類

#### 1. 分布及び產状

本岩類は略南北の方向性を持つて伸長した数箇のレンズ状岩体よりなる岩体群である。その分布及び構成岩石を一括して第1表に示す。

第1表

岩体名	分 布 地	構 成 岩 類
大師森	黒石村大師森、正法寺沢、兵士沢	片状変質斑櫛岩、角閃岩、緑簾石角閃岩 蛇紋岩
大鉢森山	田河津村夏山、横沢奥	片状変質斑櫛岩、角閃岩、緑簾石角閃岩 輝石角閃石岩、蛇紋岩
鶴城	黒石村鶴城 岩森	含輝石緑簾石角閃岩、蛇紋岩
正法寺	黒石村正法寺	蛇紋岩、閃綠岩
成岡田	生母村成岡田	蛇紋岩
蓬萊山	田原村蓬萊山、田原峠東	蛇紋岩
根木町	田原村根木町	蛇紋岩
藤里	藤里村	蛇紋岩
長倉山	" 長倉山、銚子山	蛇紋岩
天狗岩山	興田村天狗岩山	蛇紋岩

以上その他、成岡田、猿沢村峠附近等に蛇紋岩の小岩体が数箇見られる。上の表に示される様に、これ等の岩体は蛇紋岩よりなる单一岩体と、蛇紋岩及び変質斑櫛岩類等よりなる複成岩体に大別される。

次にこれ等の岩体の構造的関係、堆積岩層との関係、及び各岩石相互の関係に就いて記述する。

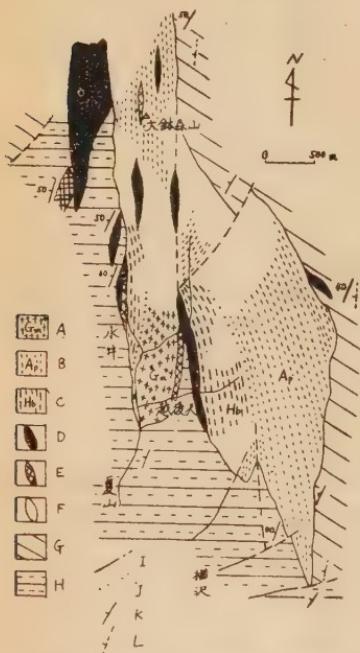
#### A 構造的関係及び堆積岩層との関係

- (1) 塩基性岩体の進入方向は、一般に堆積岩の剝理の方向より稍西に偏るが、地層の走向よりは剝理に近い方向をなしている。
- (2) 蛇紋岩の進入は堆積岩層の剝理に沿う場合が多いが、水井、正法寺沢入口、大久保の東に於ては、剝理を切つて貫入している。根木町の東、正法寺沢、藤里村等に於ては、これと接する緑色岩は2~3mの間、緑泥石化作用を受け、又透角閃石、アンチゴライトを生じている。蛇紋岩はその接触部に滑石、炭酸塩鉱物を生じている。
- (3) 変質斑櫛岩と堆積岩との直接する関係は不明な場合が多いが、黒石村大久保の東にては、剝理に沿い進入し、又薦ヶ森の北では、それに接する

緑色岩の緑泥石化が認められる。

(4) 片状変質斑櫛岩、角閃岩類の片理の方向は、堆積岩の剥理の方向に略等しく、又岩体の形に支配され、それと略平行である。片理の傾斜は一般に大きい(第3図)。

第3図 夏山附近地質図



A: 変質斑櫛岩 B: 角閃岩 C: 角閃片岩  
D: 蛇紋岩 E: 輝石角閃石岩 F:  
閃綠岩 G: 緑色岩 H: 薦ヶ森層 I: 断層  
J: 岩相境界線 K: 走向 L: 片理

は蛇紋岩中にとり込まれた様な産状を示している。

(3) 大鉢森岩体では、蛇紋岩は変質斑櫛岩と他の岩相の境に進入している場合が多く、蛇紋岩体の伸長方向は、片状変質斑櫛岩の片理の方向に一致している。

(4) 大鉢森岩体の北端では、蛇紋岩は角閃岩の片理を切つて貫入している。

(5) 片状変質斑櫛岩は角閃岩に移過し、又角閃岩には单斜輝石に富む部分斜長石に富み優白質の部分が縞状に挟まれている。尚角閃岩は細粒～中粒であるが、片状変質斑櫛岩は中粒～粗粒である。岩倉沢では、片状変質斑櫛岩は所に依つては、角閃石のみの集合せる部分をパツチ状に含んでいる。

(6) 水井にては片理を持たぬ透輝石岩が稍片理を有する輝石角閃石岩に移

(5) 線方向は発達するものもあるが、一般に顯著でない。

(6) 大師森、大鉢森、蓬萊山岩体の様に、堆積岩相の境界部、即ち薦ヶ森層と緑色岩層の境界部に、進入している場合が多い。

(7) 地域の西側(大鉢森以西)の岩体は変質斑櫛岩、蛇紋岩等の複成岩体よりなつているのに対し、東側の岩体は蛇紋岩のみの単一岩体をなしている。

(8) 越後沢にはて変質斑櫛岩、角閃石岩と蛇紋岩との間には、薦ヶ森層に属する赤色岩及び同礫岩を挟在し、角閃石岩に直接する部分には赤黒色の蛇紋岩或いは滑石岩様の岩石が生じている。

## B 岩石相互の関係

(1) 共に複成岩体であるが、大師森岩体では蛇紋岩の量が多く、大鉢森岩体では変質斑櫛岩類が多い。

(2) 正法寺沢に於ては、変質斑櫛岩類

過し、更に蛇紋岩をも伴つている。

(7) 蛇紋岩と変質斑嚮岩の接触部には、熱水溶液に依る変成分化作用が認められる。

(8) 正法寺の東では、閃綠岩はそれに接する蛇紋岩を珪化している。

(9) 正法寺沢では、蛇紋岩に囲まれて、角閃岩、滑石岩、及び花崗岩等よりなる幅 60m 程の捕獲岩体が産する（第 4 図）。

第 4 正法寺沢路線図



A : 蛇紋岩 B : 片状変質斑嚮岩 C : 緑色岩 D : 捕獲岩体

以上の分布、産状及び後述の岩石学的性質より本地域の塩基性及び超塩基性岩類は大きく三つの系列 1) 片状変質斑嚮岩<sup>1)</sup> 及び角閃岩類、2) 蛇紋岩及び輝石角閃石岩類、3) 斑嚮岩及び閃綠岩類に分けられ、各系列は更に多くの岩相を含む。

## 2. 岩石學的記載

### A. 片状変質斑嚮岩及び角閃岩類

主なる岩相とその產地を挙げる。片状乃至片麻状の変質斑嚮岩…正法寺沢、兵士沢、夏山。角閃岩…鳶ヶ森北部、北沢西部。角閃片岩…夏山。緑簾石角閃岩…夏山東部。片状含輝石緑簾石角閃岩…籠城。

a. 片状変質斑嚮岩：肉眼的には緑黒色及び白色の部分が交互に縞状をなした片理構造<sup>2)</sup>を有し、片理に略平行した優白質の細脈が発達している一般に緑色角閃石及び saussurite 化せる斜長石を主とし、其の他緑簾石、黝簾石、少量の榍石を含んでいる。角閃石はその 60~70% を占め、自形

1). 宮守に於ける関氏の岩石系 II に相当するものと思われる。尙これに類似した産状を有するものとしては、舟橋氏が石狩国幌加内地方で記載し、斑嚮角閃岩と呼んでいるものがある。（舟橋三男：石狩国幌加内地方の蛇紋岩に伴う特殊なる角閃片岩類に就いて、地質雑誌 51 卷、607 号；1944.）

2). この片理構造は斑嚮岩の最初の流理構造が、その偏圧を受け更に強く鉱物（角閃石）の配列したものと考えられる。

## 片状変質斑岩構成鉱物容量比

71805 (夏山)

角閃石

66

斜長石

34

72814 (正法寺沢)

76

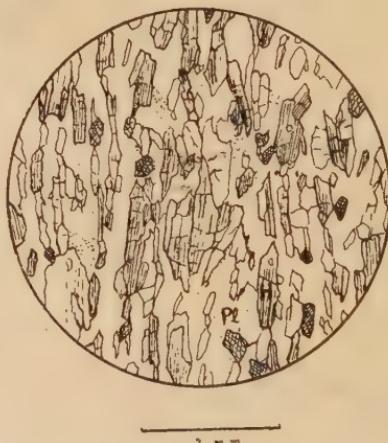
24

～半自形で淡緑色、又は稍褐色を帶びた淡緑色を示している(第2表)。その内部に無色の単斜輝石を残すものもある。斜長石は殆んど saussurite 化し、略旧の形を止めて内部は黝簾石及び曹長石の集合に変化して居り、角閃石が方向性を持つのに反し、粒状で旧の聚片双晶の認められるものがある。自形をなす斜黝簾石及び葡萄石よりなる細脈が片理を横切つて発達するものもある(第五図)。

第5図 片状変質斑岩(正法寺沢)



第6図 角閃岩(横沢奥)



H: 角閃石 S: saussurite

Z: 黝簾石 P: 葡萄石

H: 角閃石 Pl: 斜長石

尚片理を持たず破碎された構造を示すものもあり、これの斜長石は稍新鮮で聚片双晶が認められ、角閃石は小柱状の陽起石質角閃石の集合よりなっている。

b. 角閃岩： 横沢奥のものは細粒片麻岩状を呈し、角閃石、斜長石が伸長して良く発達し、又单斜輝石( $2V=57\sim60(+)$ )を含むものもある(第6図)。兵士沢では種々の岩相を示し、稍粗粒のものより細粒のもの迄あつて共に片理が良く発達する。角閃石、斜長石を主成分とし、石英、斜黝簾石、榍石、磁鐵鉱、燐灰石を副成分とする。角閃石は兵士沢の細粒のものでは、褐色で周囲は淡緑色を帶び、粗粒のものは緑色で稍不規則な形を示している。鳶ヶ森北のものは草緑色で長柱状の発達が著しい。斜長石は兵士沢では一般に細粒で粒の大きさに変化があり絹雲母化するが、比較的新鮮で双

第2表 片状変質斑塊岩角閃岩類中の角閃石斜長石の光学的性質

岩相及び標本番号	産地	鉱物成分(主)	副成分	角 閃 石			斜長石 An%
				$n_1, n_2$ (110)	$2V_c \wedge Z$ (-)	多色性	
変質斑塊岩 7282	正法寺沢	角閃石 〔斜長石〕	黝簾石	1.645	76°	20°	X…無色～帶淡青
		ソージュライト		1.661			Z…帶淡綠
片状変質 斑塊岩 71805	夏山	角閃石 〔斜長石〕	黝簾石	1.644	76°	22°	X…無色～帶淡褐
		ソージュライト化	榍石	1.665			Z…淡褐
同 72814	法正寺沢	角 閃 石 〔斜長石〕	榍石	1.648	77°	22°	X…無色
		ソージュライト化		1.664			Z…帶淡綠
角閃岩 524906	横沢奥	角閃石	榍石	1.649	80°	20°	X…帶淡綠
		斜長石	磷灰石	1.662			Z…淡綠褐
同上 91902	越後沢	角閃石 輝石 斜長石		1.655	76°	15°	X…淡綠
				1.669			Z…青綠
同上 91701	北沢	角閃石	榍石	1.646	68°	23°	X…帶淡綠
		斜長石	磁鐵鉱 磷灰石	1.663			Z…淡青綠
同上 71414	兵士沢	角閃石	石英	1.653	83°	22°	X…草綠
		斜長石	榍石	1.665			Z…綠
同上 71021	兵士沢	角閃石	翁黝簾石	1.661	74°	20°	X…淡綠
		斜長石	榍石	1.674			Z…褐
同上 90704	正法寺沢	角閃石	斜黝簾石	1.651	73°	17°	X…淡黃綠
		斜長石		1.671			Z…綠
同上 91901	越後沢奥	角閃石 輝石 斜長石	斜黝簾石	1.657	75°	14°	X…淡綠
				1.670			Z…褐
緑簾石角閃岩 11808	横沢奥	角閃石 曹長石 黝簾石 翁黝簾石	緑泥石	1.654	79°	23°	X…帶淡褐
			白雲母	1.663			Z…褐
緑簾石角閃岩 72810	正法寺沢	角閃石 斜長石 緑簾石	石英 磁鐵鉱 緑泥石	1.660	73°	22°	X…淡黃綠
		曹長石		1.670			Z…青綠～綠
緑簾石角閃岩 72401	鶴城	角閃石 輝石 緑簾石 曹長石	榍石 磷灰石	1.661	86°	21°	X…草綠
				1.676			Z…綠

斜長石の An% は浸液法に依る屈折率の値より求めた。

## 角閃岩の構成鉱物容量比

	524906 (鳶ヶ森北)	71414 (兵士沢)	91901 (越後沢奥)
角 閃 石	67	68	48
斜 長 石	33	28	45
緑 簾 石	一	一	2
石 英	一	1	1
其 の 他	一	3	4

晶としては聚片双晶が若干認められる。鳶ヶ森北では角閃石の間を填めて稍伸長した形を示し、双晶少く絹雲母化をなしている。石英は斜長石と伴い兵士沢のものに多く波動消光を示し、又一般に含石英岩は磁鉄鉱を多く含み、角閃石は稍青味を帶びている。其の他少量の斜鈍簾石、榍石を含み、片理に平行に緑簾石の細脈を有するもの片理を切つて曹長石の細脈が発達するものもある。一部鏡下に小さな圧碎構造が認められる。(未完)

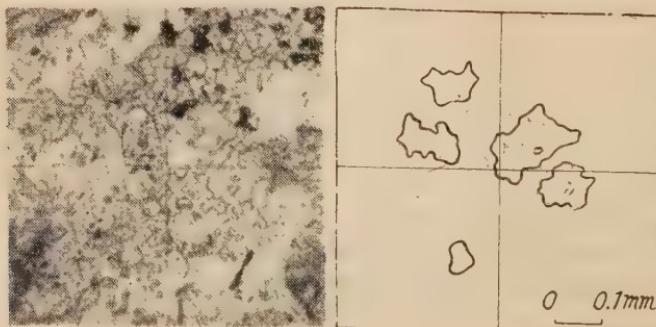
## 雑報

## 大隅石 (osumilite) の新産出

鹿児島県肝属郡垂水町咲花産、含黒雲母、紫蘇輝石・斜長流紋岩中の堇青石状鉱物は、都城博士の詳細な研究に依つて、新鉱物大隅石 (osumilite) である事が判つた。本鉱物の特徴は堇青石に似た多色性を示すが、斜方晶系ではなくて、六方晶系 ( $c=1.410$ ) であり、又屈折率は  $\omega=1.545 \sim 1.547$ ,  $\varepsilon=1.549 \sim 1.551$  で、複屈折は  $\varepsilon-\omega=0.004$  で小さく、光学性は一軸正性である (Miyashiro, A, Proc. Japan. Acad. 29, p. 32 1~323, 1953)

筆者は大分県玖珠郡万年山を中心として広範囲に分布する所謂、万年山熔岩を観察中、本鉱物が相当多量に含まれていることを見出したので、こゝに簡単に紹介する。本熔岩は球顆構造と流状構造が顕著に見られる含紫蘇輝石、角閃石・黒雲母・長流紋岩乃至黒雲母斜長流紋岩であつて、この玻璃質石基中に他形をなした  $0.26 \times 0.08$  mm 程度の大ささの美しい青色の鉱物があり、この光学性を検するに一軸正性で、特に多色性が顕著 (O=青色, E=無色) であり、屈折率その他も上記の記載に似ているので、これを大隅石と鏡下で決定した (附図)。

尙本鉱物は万年山本山附近の熔岩にも見られるが、玖珠郡森町の黒岳一帯に分布する熔岩中に遙かに多く、これらの詳細について目下研究中である。〔青木謙一郎〕



## 抄 錄

### 鑑物學及び結晶學

7590. Thucholite の研究 Barthauer, G. L., Rules, C. L., Pearce, D. W.

Thucholite は約 50% の C, 25% の揮発性ガス及び U, 稀土, Th 等を含む灰分とから成る石炭様の鉱物で、一般に uraninite や長石等に伴つてベグマタイト中に産する。その成因は未だ不明であるが、その産状等から初生的のものと思われる。カナダ Ontario の Besner 鉱山から産した uraninite と共に thucholite について、主に化学成分の研究を行つた。その組成は固定炭素 49.45%, 挥発成分 26.42%, 灰分 24.13% で、揮発成分は  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2$ ,  $CO$  等である。灰分は  $SiO_2$  約 15, 酸化稀土 19,  $U_3O_8$  53,  $CaO$  5,  $MgO$  2% 其の他から成る。稀土の大部分は  $Y_2O_3$ ,  $Yb_2O_3$  で占められ、 $Ce_2O_3+ThO_2$  は少く、0.45% に過ぎない。Yb は Eu のように二価の状態で存在しているものと思われる。(Am. Min., 38, 802~814, 1953)

[長谷川]

7591. 新鉱物 sahamalite ( $Mg, Fe$ ) ( $Ce, La, Nd$ )<sub>2</sub>( $CO_3$ )<sub>4</sub> Jaffe, H. W., Meyrowitz, R., Evans, H. T.

产地は California 州の Mountain Pass。この地方の変成岩、アルカリ火成岩中に脈状に胚胎する、重晶石ードロマイド質岩石中に微細な 0.01~0.2 mm の柱状結晶が存在する。この結晶を選別して研究したところ、弗素を含有しない新しい稀土の炭酸塩鉱物であることが判明したので、フィンランドの地球化学者 Sahama, Th.G. 氏に因んで sahamalite と名づけた。単斜晶系に属し、空間群

P21/a,  $a_0=5.92$ ,  $b_0=16.21$ ,  $c_0=4.63\text{ \AA}$ ,  $\beta=106^\circ 45'$ 。光学的性質、 $\alpha=1.679$ ,  $\beta=1.776$ ,  $\gamma=1.807$ ,  $2V=57^\circ$ ,  $Z \wedge c=29^\circ$ ,  $Y=b$ , 比重 4.30。(Am. Min., 38, 742~754, 1953)

[長谷川]

7592. 新鉱物 moraesite. Lindberg, M. L., Pecora, W. T., Barbosa, A. L. de M.

先に新鉱物 frondelite と faheyite (抄 7452 参照) が産出した、ブラジル, Minas Gerais のベグマタイトからこの新鉱物が見出された。1.0 × 0.05 × 0.02 mm 程度の大きさの白色針状結晶で、空隙中に放射状乃至瘤状の集合をして産する。 $\{100, 130\}$  と  $(131), (\bar{1}\bar{3}1)$  の面からなり、 $(130)$  と  $(131)$  が発達する。単斜晶系で  $m$  か  $2/m$  である。 $\{100\}$  面に  $b$ -,  $a$ - 軸方向の劈開があり、 $G=1.805$ ,  $2V=-65^\circ$ ,  $\alpha=1.462$ ,  $\beta=1.482$ ,  $\gamma=1.490$ ,  $Z=b$ ,  $Y \wedge c=11^\circ$  である。化学分析の結果から化学式は  $Be_2(PO_4)_2(OH) \cdot 4H_2O$  となる。単位格子恒数は  $a_0=8.55\text{ \AA}$ ,  $b_0=36.90$ ,  $c_0=7.13$ ,  $\beta=97^\circ 41'$ ,  $\gamma=12^\circ$ 。この鉱物名はブラジルの地質学者 Moraes, L.J.de に因んで命名された。(Am. Min., 38, 1126~1133, 1953)

[横山]

7593. Crestomoreite & riversideite Taylor, H. F. W.

カリホルニア Riverside County の Crestomore の石灰岩中に産する白色纖維状の鉱物の一種に、嘗て crestomoreite, riversideite と名づけられた鉱物がある。之等は少量の  $P_2O_5$ ,  $SO_3$ ,  $CO_2$  を含む  $Ca$  の含水硅酸塩と考えられていた。之等の二三の試料について主に X線写真をしらべたところ、wilkeite と人工

tobermorite との廻折線と同一の結果を得た。よつて之等は单一の鉱物ではなく wilkeite と tobermorite の二種の鉱物の sub-microscopical な混合体であると思われる。因に wilkeite は P の一部を Si, S で置換した燐灰石族の鉱物であり、tobermorite は Ca の含水珪酸塩 ( $\text{Ca}_{1-1.5}\text{SiO}_3 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ ,  $x = 2.5, 1.0, 0.5$ ) である。(Min. Mag., 30, 155~165, 1953)

〔長谷川〕

**7594. 新炭酸鹽礦物 burbankite と calkinsite.** Pecora, W. T.; Kerr, J. H.

Montana 州 Big Sandy Creek にある珪酸塩、炭酸塩、硫化物からなる鉱脈中に、稀土類を含む新しい炭酸塩鉱物が発見された。

(1) その一つ burbankite は不規則塊状或いは細脈として ancyllite と共生する。六方晶系に属し、灰黄色、 $H=3.5$ ,  $G=3.50$ , 光学性は一軸性負、 $\omega=1.627$ ,  $\epsilon=1.615$  であり、化学分析の結果、 $Q_6(\text{CO}_3)_5$  (但し Q は Na, Ca, Sr, Ba, 及び稀土類) なる化学式を得た。又  $a_0=10.53 \text{ \AA}$ ,  $c_0=6.47$  で空間群は  $P63/mmc$  ( $D_{6h}^3$ )。単位格子中に 2 分子含まれる。

(2) 他の一つ calkinsite は空洞中に重晶石、lanthanite、goethite と共生する淡黄色鉱物である。正方晶系に属し、 $H=2.5$ ,  $G=3.28$ ,  $c$ ,  $b$ ,  $a$ ,  $d$ ,  $q$  122,  $\gamma$  {132} 等の面より成り、屢々 {101} で双晶をつくる。 $P_0:q_0:\gamma_0=0.934:0.701:1$ ,  $P2/m2/m2/m$  に属す。化学分析から一般式は  $(\text{RE})_2(\text{CO}_3)_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  (但し RE は稀土類) である。又  $a_0=9.57 \text{ \AA}$ ,  $b_0=12.65$ ,  $c_0=8.94$  で空間群は  $P2_122_1$  ( $D_2^3$ )。単位格子中に 4 分子含まれる。

尚両鉱物は、U. S. Geol. Surv. の Burbank, W. S., Calkins, F. C. 両氏に因んで命名された。(Am. Min. 38,

1169~1183, 1953)

〔横山〕

**7595. Manganpyrosmalite と friedelite, shallerite 等との同質多像的関係** Frondel, C., Bauer, L. H.

Pyrosmalite ( $\text{Fe}, \text{Mn})_8(\text{Si}_6\text{O}_{15})(\text{OH}, \text{Cl})_{10}$  と同一構造をもつ Mn>Fe の成分のものを新に Franklin Furnace からみ出し、manganpyrosmalite と名づけた。この manganpyrosmalite 及び pyrosmalite 族の他の鉱物、例えば friedelite ( $\text{Mn}, \text{Fe})_8(\text{Si}_6\text{O}_{15})(\text{OH}, \text{Cl})_{10}$  や schallerite ( $\text{Mn}, \text{Fe})_8(\text{Si}, \text{As})_6\text{O}_{15}(\text{OH}, \text{Cl})_{10}$  等の多くの試料について X 線的研究を行つた。これ等は、雲母に類する [0001] の層状構造をもち同質多像的関係にある。各々の格子恒数を新に次の如く定めた。 Pyrosmalite :  $a_0=13.35 \text{ \AA}$ ,  $c_0=7.15$ , 六方格子,  $z=2$ , Mn-pyrosmalite :  $13.36 \text{ \AA}$ ,  $7.16$ , 六方格子,  $z=2$ , Schallerite :  $13.43 \text{ \AA}$ ,  $14.3$ , 六方格子  $z=4$ , Friedelite :  $13.4 \text{ \AA}$ ,  $21.43$ , 菱面体格子,  $z=6$ 。(Am. Min., 38, 755~760, 1953)

〔長谷川〕

**7596. Cryptomorphite と ginorite の一致** Hey, M. H., Bannister, F. A.

1861 年に How, H. が石膏と硝の中に微小な豆状包裏物として産する Ca, Na の硼酸塩鉱物を cryptomorphite と命名した。1944 年にこの X 線粉末写真が ulexite と異つていることが見出され、又最近 ginorite といわれるものでも priceite であるものが見つかつた。これらを再検討し、新たに化学分析を行い、又 X 線粉末写真をとつた所、cryptomorphite と ginorite は一致するので、今後 ginorite のみを用いたい。(Min. Mag., 29, 955~959, 1952)

〔横山〕

**7597. 鑄物の熱水合成** Morey, G. M.

石英、長石等多くの鉱物が熱水溶液から合成されているが、その理論的、岩石

成因学的の説明は殆んどなされていない。著者はこの熱水合成の基礎的理論を、石英の例について相律学的に説明しようとしている。先ず熱水合成や熱水溶解度の測定に用いられる、温度、圧力の調節できる二、三の装置について解説し、次いで著者の行つた高圧下の過熱蒸気中に於ける石英の溶解度(2000 バール, 600°C で最大 0.77%)に関する実験や、400°C に於ける  $H_2O-Na_2O-SiO_2$  三成分系の共存するガスと液相の成分の決定に関する研究結果等を適用して、石英の熱水合成を理論的に議論している。(Jour. Am. Ceram. Soc., 36, 279~285, 1953) [長谷川]

### 岩石學及び火山學

#### 7598. 菜長石岩の葡萄石化作用

Watson, K. D.

British Columbia の南西部に在る Gold Bridge 西方では巾 25 咪の菜長石岩脈が蛇紋岩中に貫入し、岩脈の一部は交代されて葡萄石を生じ、岩脈の周縁部は平均 5 咪の巾で主として葡萄石よりなる層がある。之の周縁部は葡萄石 68%, 透輝石 31%, 白チタン石 1% 其の他緑簾石、石英からなるが、岩脈の中心部は菜長石 77%, 葡萄石 15%, 緑泥石 4%, 石英 3%, 白チタン石 1%, 緑簾石から成り、化学成分は中心部から外部に向つて CaO は 6.32% から 26.34% に増加し、Na<sub>2</sub>O は 4.93% から 0.09%, SiO<sub>2</sub> は 57.38% から 44.84% に減少している。菜長石岩が交代作用によつて葡萄石-透輝石岩に変つた事は次の事實から推察される。即ち (1) 一部変化した菜長石岩に於ては半自形、柱状の菜長石が葡萄石によつて不規則に包囲されているか又は完全に切られている。(2) 葡萄石と少量の透輝石が存在することを除いては此の岩脈はその地方に多数見られる未変成菜長

石岩や石英菜長石岩に類似している。(3) 葡萄石-透輝石 岩石は岩脈の周縁部に生じ、中心部に於ては殆ど普通の菜長石岩に移り變る。又此の交代作用は单斜輝石を有する橄欖岩が蛇紋岩化作用で Ca に富む液体を生じ、その液体によつて行われたものと説明される。(Am. Min., 38, 197~206, 1953) [植田]

#### 7599. Idaho 州 Lemhi County の Blackbird 鎮!地方に於ける變成分化作用

Roberts, W. A.

本地方は有数のコバルト-銅鉱床地域であるが、それらの鉱脈と異り有用鉱物を含まない石英 pod 及び石英脈が産出している。これ等は先寒武利亞紀の Yellow jacket 層群と呼ばれる激しく褶曲した地層に存在するが、その中央部は石英黒雲母片岩(黒雲母帶に属する)、柘榴石岩(柘榴石帶に)等よりなる。その周囲は断層にて接して珪岩、千枚岩、白粒岩が広く分布して居る。これ等広域变成岩の產物は北部にて Idaho 底盤に貫かれ、接触部は更に熱变成を受けている。石英 pod 及び石英脈等は次の様な証拠即ち、1) 鉱床に關係なく分布し、コバルト、銅鉱物を含まない。2) それは単純な鉱物組合せよりなる。3) 母岩と鉱物学的に類似している。4) それ等の大部分は褶曲に於ける最小圧と思われる所に存在する。5) それ等には硬綠泥石が残存し、又柘榴石、無双晶菜長石が存在する等に依り、石英-黒雲母-柘榴石-硬綠泥石片岩、及び石英-黒雲母片岩より变成分化作用により生成されたものと考えられる。その過程としては激しい偏圧を受け部分的圧力の低下に依り石英が溶液の状態で移動し再沈澱したものと考えられる。この外同様に变成分化的產物と思われる石英-菜長石脈黒雲母脈等に就いても記されている。

(Econ. Geol., 48, 447~456, 1953) [島津]

7600. 北西 Adirondack 山地 Grenville 級 II: バラ片麻岩の起原と変質作用  
Engel, A. E.T., Engel, C.G.

北西 Adirondack の Grenville 級中の広大な片麻岩質の変質堆積岩は変成岩火成岩よりなる。Grenville 低地を約 35 哩の間北東に延びている。本地域片麻岩は大規模な単斜構造で、広域に亘る複背斜構造の南東側面をつくると考えられる。片麻岩の外に珪質苦土大理石、珪岩からなり、片麻岩自身の厚さは約 3000 呎である。最も変成度の低い片麻岩は寄木細工状で、弱い片理を示し、石英、緑色黒雲母、灰曹長石から成り、 $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$  は約 1.3 : 1 である。本岩は諸所で層々逆入を受け、黒雲母花崗岩、ペグマタイト、アラスカイト質花崗岩により交代され、それに移化する。かかる間に当るものには柘榴石、珪線石片麻岩、ミグマタイト等が含まれる。石英、緑色黒雲母、灰曹長石片麻岩の花崗岩質溶液による変化は黒雲母(赤褐色種となる)、斜長石 (An 分減少)、石英の量を減少し、カリ長石は増大する。此等の変化を鉱物成分・化学成分 paragenesis 等から論じている。石英、緑色黒雲母、灰曹長石片麻岩の比較的高い  $\text{Na}_2\text{O}$  含量の原因を種々な場合に就き考察する。原岩が堆積した後に加わったならば、(1) 変成作用、ミグマタイト化、花崗岩化による場合。(2) ある種の post-diagenetic な過程による場合。又原堆積岩に固有なものであるならば、(3) grey-wacke 様の成分或は中性の凝灰岩に近いものとして堆積した場合。(4) 原堆積物(泥岩、砂岩)が異常な塩分に富む海で生成せられた場合。(5) 堆積中、基の置換によって粘土生成物からソーダに富む泥岩が出来る場合である。此等のうち何れが最も可能性があるかは決定的でなく、今後の研究による。(Bul. Geol. Soc. Am.,

64, 1049~1098, 1953) [千藤]

7601. カナダオンタリオカ Black Rock 島の橄欖角閃岩 Friedman, G.M.

同島の角閃岩はカミングトナイト、橄欖石、蛇紋岩及び少量の尖晶石、磁鐵鉱、緑泥石より成り、場所により緑泥石が多い。多分ドライイトと思われる無色の角閃石が橄欖石とカミングトナイトとの間に反応縁を作っている。橄欖石を除いて他の鉱物は二次的産物で角閃石は多分橄欖石、輝石、長石から変つたもので、一方蛇紋石と緑泥石は角閃石から変化したものであろう。岩石の化学組成はビクライトに近似している。角閃岩を貫いて閃綠岩の脈岩が見られ、カミングトナイトは初生の輝石から形成されたもので、角閃石の形成に過剰であつた Mg, Fe イオンは尖晶石の形成に役立ち、尖晶石の Al は長石から採られたものであろう。脈岩近くの角閃岩は尖晶石一角閃岩で橄欖石は見られない。脈岩から Fe が供給され又 Al が再分配されたがその一部も又脈岩から供給されたものであろう。角閃岩の鉱物組成は角閃石 50.1~62.1%, 橄欖石 0~15.1%, 蛇紋石 9.9~53.0%, 尖晶石 2.2~7.1%, 磁鐵鉱 2.9~9.7%, 緑泥石 0~0.9% である。又分析により B, Cr, Co, Cu, Ga, Pb, Mn, Ni, Ag, Sr, Sn, Ti, V, Zn 等が微量成分として検出された。本岩の化学組成はビクライトに近似しているが、之が原岩ではなく、 $\text{CaO}$  が約 6% も存在する故 dunite の可能性もない。(Am. Jour. Sci., 251, 661~673, 1953) [植田]

7602. ペグマタイトの成因 (I, II)

Jahans, R. H.

(I) 巨大結晶の産状と成因。ペグマタイトに往々 1~10 呎乃至それ以上の大きさで産するリシウム輝石、バーサイト、石英、雲母類、電氣石、緑柱石その他巨大鉱

物について産状を総括し、それがベグマタイトの帶構造と関係があることを示し、巨晶もベグマタイト岩漿の初生的な分別結晶化によつてつくられることを結論し、交代作用によるものでないことが生長方向に現われる累帶構造や包裹物の問題等から説明される。

(II) リシウム含有ベグマタイトの定量分析。New Mexico, Mora County にあるリシウムを含むベグマタイトの構造を精査し、成分鉱物の面積測定により諸鉱物の megametric 分析を行い、又主要鉱物の化学分析等からベグマタイトの全組成を算出した。この結果は Daly の与えた花崗岩の平均値と大差がない。又この値をベグマタイトの各帶ごとにみると、lepidolite は晚期に一様に拡がつた残留液が結晶して出来たのがよく説明される。(Am. Min., 38, 563~598, 1078~1112, 1953)

〔横山〕

### 金屬鑛床學

7603, Liberia, Bomi Hill の鐵鑛石  
Fitzhugh, E. F., Jr.

Bomi Hill の鐵鉱石は磁鐵鉱及び赤鐵鉱よりなり、下盤に花崗片麻岩、上盤に iron formation が直接接している。上盤には部分的に鉱石との間に縁泥石化せる角閃石片麻岩を有する。磁鐵鉱に富む部分及び花崗片麻岩附近では New Jersey - Adirondack - Ontario 鉄鉱帯の組織と同じであり、石英と縞状に互層を呈する iron formation は Venezuela の鉱床と似る。鉱床は花崗岩貫入の末期附近の熱水溶液により生成されたと思われる。鉱石は上部では固結せるも、下部では粘着性と共にそれを減じ、分析では Fe 68%以上で P, S が少い。iron formation の石英との薄い縞状の互層は週期的な海水中の沈澱に基づく。

鉱体の露頭部分は突出して尾根を形成し、鉱体の下盤側斜面即ち花崗片麻岩の部分には鉱石を有し、露頭附近では粗粒であるが、地表水の長く作用する緩斜面では微粒となる。しかし、粗粒石基中の小脈或いは微粒鉱石の磁鐵鉱と赤鐵鉱の比は、それ等の根源をなしたと思われる粗粒鉱石のそれと同じである。鉱体上盤に位する珪質 iron formation の部分はカンガによりおほわれて居る。露頭附近では鉱石破片が褐鐵鉱により膠着され、褐鐵鉱は多孔質で固く、空洞を有する。カンガ中の鉱石の漂石は露頭から遠ざかるにつれ少くなる。カンガの膠結物たる褐鐵鉱は雨水によりその大部分を珪質の iron formation からもたらされた。

(Econ. Geol., 48, 431~436, 1953)

〔鈴木〕

7604, Jefferson 市附近の自然銅鑛床  
Forrester, T. D.

本鉱床は Montana 州の Prickly Pear Creek の上流に位置し、その地質は所謂 Boulder 底盤(石英モンゾニ岩、半花崗岩)及び第四紀堆積物(泥炭、沼鐵鉱、礫)よりなり、鉱床は之等と密接な関係を有する。即ち前記花崗岩類中に石英、褐鐵鉱、酸化マンガン、硫酸銅を伴つた巾 10 吋程度の細脈群が北東方向に走つており、之等の脈に含まれている初生の硫酸銅が酸化作用を受けて分解し、地表水に溶解して下流の第四紀堆積物に自然銅として沈澱附着したものである。

之等の地表水、泥炭、沼鐵鉱、礫等を化学分析並に示差熱分析により解明した結果、次の如き事実が判明した。即ち自然銅堆積地帯は一般に強い還元作用を営み、その還元剤の主なものは沼鐵鉱であり、これは比較的多量の自然銅を含み電位差は負である。泥炭は余り強い還元力を示さないが、泥炭状水垢は有機的の腐

敗が著しく進んだ時に強い還元力を示し、これが止れば電位差は正となる。赤銅鉱も一部に少量認められるが、之は自然銅の酸化物と思われる。(Econ. Geol., 37, 126~135, 1942) [阿部宏]

### 7605. Ontario, McIntyre 鎮山における鉱床生成温度及び圧力 Smith, F.G.

鉱山附近は主として変質中性熔岩及びそれを貫入する石英斑岩よりなる。鉱床はこの石英斑岩と密接な関聯性を持ち、黄鉄鉱及び石英を主とする鉱脈である。この鉱脈から 460 余の試料を得、黄鉄鉱の熱起電力による方法で生成温度を求め、黄鉄鉱、石英、鐵白雲石及び方解石等の decrepitation の温度をしらべた。前者によれば、深さ又は脈によってその生成温度を変化する事なく、150°C 及び 510°C に peak をつくり、石英斑岩に近づくにつれ高くなり、同岩中では内部程高い。一方 decrepitation ではその始まり温度は 150°C 及び 350°C 附近に集中する。低温のものは 2 次的の包裹物による様に思われた。これ等の実験結果から計算により次の如くなる。

黄鉄鉱の地質学的温度計による生成温度

150°C, 507°C

Decrepitation の温度 148°C, 355°C

生成時の圧力の計算値 <600bars

2600bars

生成時の深さの計算値 <2km, 10km

生成物の温度勾配 >75°/km 50.7°/km

現在の温度勾配は 9°/km であり、斑岩の貫入後及び鉱床生成中 51°C/km で、浸蝕その他地殻変動により急速な温度勾配で冷却した。浸蝕度を近似的曲線であらわし数学的に求めた所では、鉱化期間は長期にわたる事を示した。

高温の生成温度の時は石英斑岩の内外において 400~630°C の間にわたるが、これより温度勾配は 14°C/100ft となり

計算によつて平均鉱化時期は斑岩貫入後 750 年、貫入後間もなく鉱化作用が始まり約 3,000 年続いた。(Econ. Geol., 43, 627~636, 1948) [鈴木]

### 7606. 液体包裹物温度計に関する二三の考察 Skinner, B. T.

ブラジル産石英中の液胞について 加熱実験を行い、その結果について二三の興味ある考察を行なつてゐる。先ず底面に於て切断した試料(横断面 27cm × 18cm, 厚さ 1cm)を約 2cm 平方の 120 区に分割し、各区分毎に厚さ 1.5mm の薄片を製作し、これを顕微鏡台上に備付けてある電気炉内の液体珪素中で加熱し、液胞の変化を顕微鏡で観察した。この場合、温度はアルメルークロメル熱電対を用い電位差計で ±0.5°C の精度で測定され、温度上昇は毎分 0.5°C または 1.0°C の割合でなされた。

この実験の結果包裹物が液体で満される時の温度は 74°~126°C 平均 97°C で、そのうち約 60% は 90°~102°C の間に落ち、温度分布上の累帯構造はみられない。若し各包裹物中の液体の状態(比容)が生成された当時の物理的条件を反映するものならば石英結晶の内部と外側とでは一応の温度勾配や温度の累帯分布がみられてもよい筈であり、特定の部分では同一温度を示してもよいと思われる。併しこの実験では必ずしもこの様な傾向は見出せない。上記の実験の場合最初の充填温度とそれを再度加熱した時のその温度とを比較すれば、後者の方が 10°~15°C 高くなる傾向があり、実験中に多少の液体の逸出が考えられる。また試料を bomb 中で 600bars 或は 850bars の水圧を加え夫々 24 hrs. 或は 60hrs. 70°C に加熱した後、充填温度の測定を行なつた結果水圧実験をしない場合に比して略々 10°C 内外温度の低下をみた。

このことは包裹物中へ外部より液体の侵入を物語つている。

上記実験の結果から液体包裹物はこれが生成された当時の状態を現在まで保つてゐるのではなく、その後周囲一外界の物理的条件によつてはそれと平衡状態に達すべく液胞の変化即ちそのlineageに沿う液体の出入を考える必要がある。液体包裹物温度計の原理は認めるが、それが常に絶対且つ信頼の置けるものではない。(Econ. Geol., 48, 541~550, 1953) [皆木]

### 石油鑛床學

#### 7607. 西部合衆國に於ける Continental framework と石油探査

Mallory, W. W.

continental framework については 10 数年前よりアカデミックな問題として種々論議されているが今日では石油探査上重要な問題として注目されている。これに關聯して筆者は西部合衆国の内陸地帯の古生代—中生代の岩層を解析し石油の生成、貯蔵の遙否を論じている。内陸地帯はモンタナ、ワイオミング、アイダホ、ネバダ、コロラド、ユタ、アリゾナ、ニューメキシコの各州にまたがるが先ず第三系を堆積環境及び構造的運動から大局的に三つの異つた地質区に区分する。即ち、1) コルディエラ地向斜の外帶(eugeosynclinal belt) 2) 内帶(miogeosynclinal belt) 3) 横状地帯(craton)で此等の各地質区について石油の可能性を推論すると、1) は堆積期間を通じて地殻運動の激しい地帯で正規の堆積物に乏しく熔岩、火山灰、頁岩、硬砂岩、アルコーズ砂岩等の岩柱的特徴を有し石油の生成及び貯蔵には不適当な環境で石油の存在は期待出来ない。2) は地殻運動の少い地帯で砂岩、錐状石灰岩、頁岩、シルト岩、蒸発岩等の油田地帯の典型的な岩相を示

し、西部合衆国の oil-pool map を見てもこの地域は特に石油の産出が豊富である。3) この地帯の古生代初期は cratonic facies が顕著でデボン紀末期頃から地殻運動が強まり全体的に 1), 2) の中間的な岩相で少くとも古生代初期は石油の生成に適する堆積環境を有しているが、この地帯は堆積後熱水変質作用が著しく又構造も複雑で石油の存在は疑わしく若し存在するとしても極めて僅かと思われる。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 37, 2490~2497, 1953) [島田]

#### 7608. 古生代コルディエラ地向斜

Anderson, A. L.

Schuchert により "Cascadis" と呼ばれていた所謂 ancient borderland の古典的概念が Cairnes (1941) により修正され、其の後多くの学者の支持を得た。古生代コルディエラ地向斜は 2 つの主な海盆—Pacific trough 及び Rocky Mountain trough—に分けられる。西部の Pacific trough の堆積物は火山性物質と硬砂岩により特徴づけられ、其の西部には所謂火山列弧の存在することが推定される。近代に於けるその地質学的例証として日本孤島を挙げる。東部の Rocky Mountain trough は volcanics, 硬砂岩、花崗岩質砂岩を欠き、quartzose rock が大部分である。Kryninge によれば quartzose rock は或る岩石の長期に亘る化学的風化によるものであり、一般に準平原地域の化学的風化産物である。従つてこれらの堆積物は東部の大陸から来たものと考えられる。上述した如く現在の太平洋海岸或いは僅かぞの西方に沿うて火山列弧を想定することにより、地向斜堆積物に於ける正規堆積物と volcanics の組合関係が合理的に説明し得られる。(Jour. Geol., 55, 309~342, 1947) [田口]

**7609. 北部イタリーの Po Valley の Ripalta ガス油田 Fois, V.**

Ripalta 油田は北部イタリーの Cremona 地方の北西部の Po Valley の北よりの中央部に位置し, Crema 町の 5 哩南方に発達している油田であり, 西と北はアルプス山脈南は Appennine 山脈にとりかこまれた部分である。この附近の地質は第三紀と第四紀の地層よりなり, 最下部層は漸新世より中新世, 鮮新世, 洪新世を経て冲積層迄大部分の岩相は頁岩と砂岩となる。海成層の堆積は中新世によく発達し, 漸次淺海性となつている。構造は Appennine 山麓に殆んど平行して多くの褶曲構造が発達して殆んどが東西もしくは東南方向である。この Ripalta の構造は 1941 年に地震探査の結果発見されたもので 1949 年に掘鑿によつて更に明瞭になつた。この第一号は 1590 米 (5216 feet) の深さに掘られ, 1342 米 (4370 feet) 及び 1545 米より 1590 米 (5068~5216 feet) にガスの産出がみられた。試掘によつて 1 日に 200,000 立方米のガスが採取された。層序よりこのガスの賦存する地層は大部分が Caviaga 層と上部の Shale 系との境より下部に存している。

筆者は更に油井より層序及び対比, 構造等にふれ, ガスの賦存する Caviaga 層及び Ripalta 砂岩について簡単に記載している。又掘鑿の方法, 井戸の深さ, 油井の調査, 及び 1951 年 11 月の総ガス量が 263,190,000 立方米である事等を述べ, 将来の開発として Messinian 時代に相当する中新世の深い所にあると想像される石油或いはガスの試掘の重要性を強調し, これに關係して Ripalta sands の構造と形態の究明に言及している。  
(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 37, 654~664, 1953)

〔阿部〕

**7610. Rocky Mountains-Great Plains 北部の上中部白亜紀海成層の岩相分析 Schmitt, G. T.**

Wyoming, Montana 及び Idaho, 南部 Alberta, Saskatchewan, Manitoba, North & South Dakota の一部に跨つて広大な分布を示している上中部白亜紀海成堆積岩層は Montana 地域がその基準の岩相として追跡されるが, 以上の広域について 56 個の subsurface 及び surface section, electriclog 並びにその他の多くの地質資料にもとづいて検討した。これらの地層は岩相的に下位より四個の unit 即ち Piper (下部に正規の海成相及び evaporite が特徴的), Rierdon (正規の海成碎屑岩相及び炭酸岩が優勢的), Preuss (粗粒碎屑岩相が特徴) 及び Swift (粗粒乃至細粒碎屑岩と共に正規の海成堆積相が再び優勢的) に区分される。これらの地域の堆積岩は Krumbein, Sloss, 及び Dapples (1948~1949) の方法により 3 つの common end-member (non-clastics, sand, shale) を以て取扱われ, その ratio map をそれぞれの unit について作製し, isopach-lithofacies map 及び paleogeologic map について tectonic 並びに environment condition を論及し更に各々の unit における貯溜岩相の消長関係を述べた。  
(Bull. Am. Assoc. Petrol., 37, 355~409, 1953) [加藤]

**7611. Green brier 累層の岩石學的古地理學的研究 Rittenhouse, G.**

バージニア州西部及びオハイオ州, ベンシルバニア州の一部に分布発達しているミシシッピー紀の Green brier 累層は重要な油層として認められているが, 著者は Green brier 累層の精密な分布, 層厚, 層位的研究資料を基にして, 薄片, 岩石の不溶解残渣, 重鉱物等の測定から

**Green brier** 累層を岩石学的に解析し、更に主要な岩相である石灰岩の堆積環境、油膿岩としての問題、古地理を概観的に論じている。Green brier 累層は石灰質砂、鱗状石灰岩、碎屑構造の殆んど認められない細粒石灰岩と互層関係にある石英砂等からなる一般に碎屑性の石灰岩を主体とし、これは海岸に近い堆積物で、その一部は砂洲、川底、砂丘の堆積物であることを示している。油とガスの生産量の大凡半分は、この碎屑性の石灰岩から採掘されているが、他の半分は基底から 20~30 feet に限られて連続的に発達している白雲岩乃至白雲岩質石灰岩から採掘されている。白雲岩は明らかに石灰岩を交代しているが、岩石学的見地からこの白雲化作用の問題についても若干考察を加えている。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 33, 1704~1730, 1949)

〔島田〕

### 工業原料 鑄物

**7612. 合成雲母の研究 (II) 弗化物の役割** Eitel, W., Hatch, R.A., Denny, M. V.

金雲母 ( $K_2Mg_6Al_2Si_6O_{20}F_4$ ) 合成の弗素原料として用いらるべき多くの弗化物のうち  $K_2SiF_6$ ,  $MgF_2$ ,  $K_2AlF_5$ ,  $K_3AlF_6$  が良好である。特に  $K_2SiF_6$  は製品の純度、反応度が高く、価格も割安のため最も適当である。之等は  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  と加熱すると 1000°C 以下で固相反応を行ふ。特に  $MgO$  と  $K_2SiF_6$  の如きは 500° で反応を起す。金雲母の組成に略等しく各成分を混合した数種の試料について、雲母生成の状態をしらべた。最も良好な温度は密閉容器中で 1000°~1300° に加熱する場合である。 $K_2SiF_6$  と脱水カオリソ、 $MgO$ ,  $SiO_2$  の混合試料は最も反応度が高く、既に 750° で金雲母が

生成される。一般に加熱により弗素が逸出するおそれがあり、その結果  $Mg_2SiO_4$ ,  $MgF_2$  や  $Mg_2SiO_4$  が生成するから、弗素の逸出を防ぐために密閉容器を用いたり、無水の原料を用いる等特別の注意が必要である。又、雲母生成の際の膨脹のために容器を破損するおそれもある。

(Am. Jour. Ceram. Soc., 36, 341~348, 1953) [長谷川]

**7613. ウラニウム酸化物の平衡系の研究—(I)  $UO_2-Al_2O_3$ , (II)  $UO_2-MgO$**  Lambertson, W. A., Mueller, M. H.

近時耐火材料としての  $UO_2$  の優秀な性質が目立つ。この化合物に関する多くの研究が行われている。著者等による  $UO_2$  と  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $ZrO_2$ ,  $ThO_2$  各系の研究もその一つである。電気炉はタンクステン抵抗炉を用い、真空中又は He ガス中で所定の温度に熱し、急冷法により生成物を X 線及び顕微鏡を用いて検査した。(I)  $UO_2-Al_2O_3$  系においては新化合物や固溶体は存在しない。 $Al_2O_3$  が 53 と 74 mol% のところに共融点 (1930°C) があり、それ以上に於いては液体不混和区域が存在する。 $UO_2$  の熔融点は 2878 ± 22°C であり、 $Al_2O_3$  は 2034 ± 16°C で熔融する。(II)  $UO_2-MgO$  系に於いても新化合物や固溶体は存在しないで、 $MgO$  70~80% のところに共融点 (2100°) がある。 $MgO$  は高温では  $UO_2$  を多少酸化することが確かめられた。 $MgO$  は 2682° で熔融されるが、He ガスや真空中で 2000° 以上に達すると一部揮発したり解離する。(Am. Jour. Ceram. Soc., 36, 329~331, 332~334, 1953) [長谷川]

**7614. 石墨灰分の化学分析と耐火度及び石墨の表面積と熱分析** Mackles, L., Hindel, R. A., Mong, L. E. 試料は朝鮮、カナダ、マダガスカル等

世界 11 ヶ所の産地の石墨である。灰分の化学成分は産地によりかなり異り、その珪素比は 2~11,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  は 0.4~7.8,  $\text{CaO} + \text{MgO}$  は 0.6~43.6 mol% である。分光分析の結果は、特に産地を特徴づけるような微量元素の存在は認められない。灰分の耐火度は 5~27 度である。石墨自身の示差熱分析の結果、 $20^\circ$ ~ $1000^\circ$ までの間では特に変化が起らない。 $-190^\circ\text{C}$ で  $\text{N}_2$  gas を吸収させる方法で表面積を測定したところ、メキシコ産のものが例外的に  $26.5\text{m}^2/\text{gr}$  の値を示し、他は全て  $0.3\sim4.8\text{m}^2/\text{gr}$  である。

(Jour. Am. Ceram. Soc. 36, 266~272, 1953) [長谷川]

### 参考科學

7615. 合成石膏の研究 (I) 結晶成長に關する有機酸の影響 杉本久一、近藤英男、入江和男、船岡正男

アンモニヤソーダ法の蒸溜廃液 ( $\text{CaCl}_2$  140g/l,  $\text{NaCl}$  50g/l) と芒硝 ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) との反応で、石膏を製造し、食塩を回収することができる。この石膏は素硝子張付け用として利用するため、針状の結晶は不向きで、板状或は柱状の結晶が要求される。二三の有機酸及び結晶種の添加による石膏結晶の成長の影響を、しらべた。その結果、媒晶剤として酒石酸、コハク酸を使用し、針状の種子結晶を併用することにより、所要の板状結晶を製造することができる。生成した石膏の混水量は 50~60%，耐伸強度は  $20\sim23\text{kg}/\text{cm}^2$  である。(旭硝子研究報告, III, 1, 44~57, 1953) [長谷川]

7616. Suspension 法による密度の新測定法 Straumanis, E. E.

僅かの試料で、簡単に正確な密度が測定される。試料と略等しい密度の重液中に試料の小片を入れ、温度を変化させ、

試料を完全に懸吊させると、重液の密度と試料のそれとが一致した訳である。この目的のため長さ 15cm の細長い管状の比重瓶を考案した。その容量は略 5cc で各温度に対する正確な容量を求めておく。この比重瓶の標線まで試料の小片と重液を満し、恒温水浴中に入れ温度を変化させて、試料が完全に懸吊する温度を求める ( $t_1$ )。標線を溢れた重液を除く。 $t_1$  に於ける標線までの容量は先に求めてある ( $Vt_1$ )。次ぎに比重瓶を取出しそのまま秤量する ( $M$ )。 $t_1$  に於ける重液の密度即ち試料の密度  $dt_1 = M/Vt_1$  である。温度  $t_2$  の密度に換算するには次式による。 $dt_2 = dt_1 [1 + \alpha (t_2 - t_1)]^3$   $t_2 > t_1$ ,  $\alpha$  = 試料の膨張係数。純  $\text{NaCl}$  及び  $\text{Si}$  について試験したところ、測定偏差は 0.0003 で  $\text{NaCl}$  の  $d_{20} = 2.1638\text{g}/\text{cm}^3$  と求められた。著者は更に、 $\text{NaCl}$  の結晶構造に關係した問題を論じている。(Am. Min. 38, 662~670, 1953) [長谷川]

7617. ジルコン等の鉱物中に含まれる微量の鉛の分光分析的定量法 Waring, C. L., Worthing, H.

一定の装置で、鉛の標準試料を用い、線濃度を比較することにより、微量の鉛を定量する方法を提案した。標準試料は珪酸中に硝酸鉛を加え蒸発し粉末にしたものである。試験試料 12.5mg に、0.1% の Bi を含む 37.5mg の  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  を混合し、黒鉛の電極を用い電弧法により発光させる。標準試料について同一の条件で撮影した乾板について Pb の 2833.1 と Bi の 2898.0 の線濃度の比を求め、この比と Pb 含有量との関係から、ジルコン、褐簾石等中に含まれる Pb を 0.5~1000 ppm の範囲内で知ることができる。その精度は 6~10 % の誤差を伴ふ程度である。(Am. Min., 38, 827~833, 1953) [長谷川]





## 新刊紹介

**岩石學 (I), (II)** 青山信雄著 我が国にはこれ迄系統だった岩石学の教科書が殆んどなかつたが、本書はこの欠陥を補うことが出来るものと考えられる。I巻“火成岩一般及び各論”では火成岩の一般的性質（成分鉱物、構造、組織、分類等）を述べ、次に主要造岩鉱物の諸性質をあげている。火成岩各論では個々の岩石について、定義の変遷、成分鉱物、構造、産地等を述べている。II巻“火成岩成因論”では最近の岩石学上の重要な論文の要点を理解し易く解説してある。次にその内容を示す。1：岩漿と岩漿分化、2：岩漿の同化、3：珪酸塩熔融体の結晶作用、4：主要造岩鉱物、5：岩石の分析結果の図示法、6：岩石区、7：玄武岩、安山岩の結晶作用、8：後期岩漿、岩漿後期の結晶作用、9：特殊岩石の成因、10：花崗岩の起源。（I巻：248頁、昭和27年発行、II巻：224頁、昭和28年発行、日本鉱物趣味の会、定価各400円）

〔千藤〕

**構造無機化學 (I) (II)** (共立全書) 桐山良一著 週期表に基づく元素及びそれ等の化合物の構造と化学結合が多く、図表を用いて簡明に説かれている。第I巻：第1編“序論”には週期律、結合様式、共鳴、原子半径等が述べられ、第2編には“元素の結晶構造と週期律”と題して、各元素の構造を詳述し、第3編“結晶構造とパッキングの概念”の下に金属のハロゲン化物、酸化物、硫化物及び合金等多くの例について説明され、第4編には結晶族群、結晶格子等の対称の基礎知識が述べられている。第II巻：第5編“配位化合物”の項目下に結晶構造型の移行、酸素酸塩、錯塩と複塩、結晶水等がまとめられ、第6編で分子の構造と題して多くの化合物があげられ、最後の第7編には稀土類とウラン族の元素と化合物の構造が説明されている。記載された無機化合物の種類は極めて多数で、その中に多くの鉱物が含まれ、鉱物学を学ぶ者に参考になるであろう。（I巻：238頁、昭和27年発行、330円、II巻：254頁、昭和28年発行、400円、共立出版K.K）

〔長谷川〕

### 本誌抄録欄擔當者 (五十音順)

阿部 正宏	石井 清彦	植田 良夫	大森 啓一	加藤 磐雄
加藤謙次郎	今野 弘	島田 昇郎	島津 光夫	菅木 浅彦
鈴木 光郎	千藤 忠昌	田口 一雄	長谷川修三	林 高朗
横山 鼎	渡邊萬次郎			

昭和29年3月20日印刷

昭和29年4月1日発行

**發行所** 仙台市片平丁東北大学理学部内  
日本岩石礦物研査学会  
〔電話仙台(6101)内線311〕

**入會申込所** 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石礦物研査学会

**編輯兼發行者** 大森 啓一  
**印刷所** 仙台市堤通27〔電話2027〕  
笹氣出版印刷株式会社

**會費拂込先** 同上 [振替仙台8825番]

**印刷者** 笹氣 幸助

**本會會費** 一ヶ年分 400円 (前納)

**本誌定價** 一部 80円 (会員外)

The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

---

## CONTENTS

- Minaralogical studies on the soil genesis (I) —The soil  
of Mt. Katasone, Fukushima Prefecture (I) .... J. Masui.  
Geology and ore deposit of Unjo mine, Iwate Prefecture.  
..... K. Kato.
- Magnetitization at Kayaki-mura, Nagasaki Prefecture (II)  
..... K. Muta.
- Mafic and ultramafic rocks in the Takozu district,  
southwestern Kitakami mountainland (I). .... M. Shimazu.
- Notes and news.  
Announcement of the meeting. etc.
- Book reviews.  
Structural inorganic chemistry. By R. Kiriyama. etc.
- Abstracts :  
*Mineralogy and crystallography.* Investigation of tucholite. etc.  
*Petrology and volcanology.* Prenitization of albitite. etc.  
*Sci. of metallic deposits.* Iron ore at Bomi Hill, Liberia. etc.  
*Sci. of petroleum deposits.* Continental frame-work and petroleum  
exploration in Western United State. etc.  
*Ceramic minerals.* Synthetic mica investigation (II). etc.  
*Related science.* Study on synthetic gypsum (I). etc.
- 

Published bimonthly by the Association in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan.